

DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS NO REGISTRO GLACIAL
GONDWÂNICO: UM ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O GRUPO ITARARÉ,
SUDOESTE DA BACIA DO PARANÁ E O GRUPO PAGANZO NO NOROESTE DA
ARGENTINA.

Dissertação apresentada como requisito
parcial à obtenção do grau de Mestre em
Geologia, no Curso de Pós-Graduação
em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Fernando Farias Vesely

Co-Orientador: Prof. Dr. Benjamin Kneller

CURITIBA

2013

S964d

Suss, João Filipe

Depósitos de fluxos gravitacionais no registro glacial gondwânico : um estudo comparativo entre o Grupo Itararé, sudoeste da Bacia do Paraná e o Grupo Paganzo no noroeste da Argentina / João Filipe Suss. – Curitiba, 2013.

82f. : il. [algumas color.] ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2013.

Orientador: Fernando Farias Vesely -- Co-orientador: Benjamin Kneller.

Bibliografia: p. 77-82.

1. Geologia estratigráfica - Paraná. 2. Bacias sedimentares - Paraná. 3. Dinâmica sedimentar. 4. Grupo Itararé. 5. Grupo Paganzo. I. Universidade Federal do Paraná. II. Vesely, Fernando Farias. III. Kneller, Benjamin. IV. Título.

CDD: 551.45708162

TERMO DE APROVAÇÃO

João Felipe Suss

“Depósitos de fluxos gravitacionais no registro glacial gondwânico: um estudo comparativo entre o Grupo Itararé no sudoeste da Bacia do Paraná e o Grupo Paganzo no noroeste da Argentina”

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Roberto Salvador Francisco D'Avila - PETROBRAS



Rodolfo José Angulo - UFPR



Prof. Dr. Fernando Farias Vesely - UFPR
Presidente

Curitiba, 12 de abril de 2013

Dedico este trabalho aos meus amados pais Hamilton e Sônia, ao meu único e companheiro irmão, Bernardo e especialmente ao amor da minha vida, Ana.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus por me proporcionar vida, saúde, inteligência e uma maravilhosa família para chegar até mais este importante momento da minha vida. Também agradeço ao Senhor Jesus por ter me chamado, separado e mudado meu viver, por meio do seu infinito amor.

Simplesmente não tenho palavras para agradecer aos meus pais, Hamilton e Sônia. Agradeço cada dia e experiência que vivemos, pois elas me tornaram um homem e delas floresceram laços irrompíveis de amor que nunca esquecerei e ei, sem dúvida, transmiti-los aos meus filhos.

Agradeço imensamente ao meu irmão, Bernardo, por ter me auxiliado e suportado como o significado mais amplo da palavra irmão possa soar.

Ao meu orientador, Fernando Farias Vesely, pela paciência e dedicação despendidas durante este árduo percurso. Também meus verdadeiros agradecimentos pelo conhecimento transmitido de maneira irrestrita.

Ao meu co-orientador Benjamin Kneller, pelo auxílio nos campos na Argentina, além dos materiais bibliográficos disponibilizados.

Aos amigos e geólogos Amanda Santa Catharina, Bruno Carvalho, Carla Puigdomenech, Carlos Fabiano Rodrigues, Claus Fallgater, Guilherme A. Sowek, Luke Fairweather e Viki Valdez pelo companheirismo nos trabalhos de campo e ajudas oportunas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná.

A BG Group pela confiança, recursos financeiros para os trabalhos de campo e pela bolsa.

Ao amigo e professor, Fernando Mancini pelas correções e sugestões, além das fotos, textos e imagens disponibilizadas.

Aos professores Paulo Paim e Bira Faccini pela oportunidade me oferecida no projeto BG-01.

Ao professor Mário Assine pela revisão e sugestões ao trabalho.

E por fim, a você, Ana. Obrigado pelo amor, paciência, compreensão e as inúmeras palavras e atitudes de encorajamento. Peço perdão pelos momentos de ausência durante os muitos dias de trabalho de campo. Tenho certeza de que conquistamos juntos mais esta vitória. No longo caminho que ainda trilharemos e por tudo que ainda a vida nos proporcionará, só posso dizer: Obrigado! Pois estou certo que você estará firme ao meu lado. Que seja eterno esse tão forte amor.

RESUMO

O registro da sedimentação Permocarbonífera do Grupo Itararé na Bacia Sedimentar do Paraná na região entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC), é composto predominantemente por rochas depositadas sob contexto marinho glácio-influenciado. Depósitos de transporte de massa (MTD) relacionados a fluxos gravitacionais coesivos, e turbiditos provenientes de fluxos gravitacionais de sedimentos, depositados em ambiente marinho profundo (abaixo do nível de ação das ondas), compõem significativamente o registro sedimentar da área. A profícua presença dos depósitos gravitacionais provavelmente está relacionada às altas taxas de aporte sedimentar durante a Glaciação Gondwanica. Estruturas de deformação sin-sedimentar descritas nos depósitos de transporte de massa demonstram boa correlação com a paleogeografia deposicional da Bacia do Paraná. Rochas associadas aos ambientes deltaico e marinho raso/costeiro, observadas num padrão de empilhamento progradacional, completam o arcabouço estratigráfico da região. O estudo faciológico de detalhe e o levantamento de perfis estratigráficos na área de estudo reconheceram a extensiva ação indireta das geleiras permocarboníferas no panorama deposicional, como grandes fornecedoras de sedimentos durante eventos de degelo. Em função da baixa qualidade e continuidade lateral dos afloramentos na Bacia do Paraná, relacionados ao clima tropical e a intensa vegetação, este estudo promove um trabalho de comparação com os depósitos Carboníferos da Bacia Paganzo, no noroeste da Argentina, onde as exposições em afloramentos são lateralmente contínuas por dezenas de quilômetros sob um clima árido a semi-árido. O estudo de comparação auxiliou na compressão da magnitude, geometria deposicional, padrão de empilhamento e as implicações para a exploração de hidrocarbonetos no Grupo Itararé.

Palavras Chave: Fluxos gravitacionais de massa, turbiditos, Grupo Itararé, Bacia do Paraná e Glaciação Permocarbonífera

ABSTRACT

The sedimentary record of the Permo-Carboniferous Itararé Group in the Paraná Sedimentary Basin around Porto Amazonas (PR) and Mafra (SC) region is mainly composed by rocks deposited under glacio-influenced marine context. Mass transport deposits (MTD) related to cohesive gravity flows and turbidites associated to sediment gravity flows were deposited in deep marine environment (below the level of wave action), set up the main sedimentary record in the studied area. The prolific presence of gravitational deposits is probably related to high rates of sediment influx during Gondwanic glaciation. Syn-sedimentary deformation structures described in mass transport deposits showed good correlation with depositional paleogeography of the Paraná Basin. Rocks associated with deltaic and shallow marine environments, observed in a progradational stacking pattern, complete the regional stratigraphic framework. The detailed study of facies and stratigraphic logs recognized the extensive indirect action of glaciers in the depositional panorama as large sediment supplier during deglacial events. Due to the low quality and lateral continuity of the outcrops in the Paraná Basin, related to the tropical climate and huge vegetation, this study promotes comparative work with Paganzo Basin Carboniferous deposits, in northwestern Argentina, where outcrops are laterally continuous in an arid to semi-arid climate, along hundreds of kilometers. The comparison study helped the compression of the depositional geometry, stacking pattern and implications for hydrocarbon exploration in Itararé Group.

Key Words: Gravitational mass flows, turbidites, Itararé Group and Paraná Basin, Permo-Carboniferous Glaciation

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E BREVE SÍNTESE HISTÓRICA	9
2. MATERIAIS E MÉTODOS	12
3. O GRUPO ITARARÉ (NEOCARBONÍFERO-EOPERMIANO) ENTRE PORTO AMAZONAS (PR) E MAFRA (SC): SEDIMENTAÇÃO GRAVITACIONAL EM CONTEXTO MARINHO DELTAICO SOB INFLUÊNCIA GLACIAL. 15	15
3.1. INTRODUÇÃO.....	16
3.2. TRABALHOS ANTERIORES	18
3.3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	20
3.4. RESULTADOS.....	21
3.4.1. Fácies Sedimentares	22
3.4.2. Associações de Fácies	37
3.5. Discussão	42
3.6. Conclusões.....	43
3.7. Agradecimentos	44
4. MASS TRANSPORT SEDIMENTATION FROM THE GONDWANIC DEGLACIAL RECORD: A COMPARATIVE STUDY BETWEEN THE ITARARÉ GROUP OF SOUTHERN BRAZIL AND THE PAGANZO GROUP OF NORTHWESTERN ARGENTINA.....	44
4.1. Introduction	45
4.2. Geological Setting	47
4.2.1. Itararé Group	49
4.2.2. Paganzo Basin	49
4.3. Characteristics of mass-transport deposits	51
4.3.1. Cerro Bola	52
4.3.2. Porto Amazonas, Campo do Tenente and Mafra	58
4.4. Comparing mass-transport deposits from Paraná and Paganzo	65
4.4.1. Thickness and Lateral Continuity.....	65
4.4.2. Source of sandstone blocks	67
4.4.3. Matrix assimilation and homogenization	67
4.4.4. Soft-sediment deformation	68
4.4.5. Stratigraphic Framework	69
4.4.6. Pondered turbidites	72
4.5. Conclusions	72
4.6. Acknowledgements	73
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	74
6. REFERÊNCIAS	77

1. INTRODUÇÃO E BREVE SÍNTESE HISTÓRICA

Este capítulo introdutório visa uma abordagem simples e direta focada nos principais temas e objetivos envolvidos na pesquisa. Como o trabalho está compilado na forma de dois artigos submetidos a avaliação para publicação em periódico nacional e internacional, temas específicos não terão capítulos individualizados e sim uma discussão integrada e acentuada nos artigos.

Depósitos de transporte de massa (MTD) constituem e abrangem fluxos gravitacionais coesivos (deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos) gerados a partir de processos de ressedimentação em contexto marinho profundo (abaixo do nível de ação do retrabalhamento por ondas) (Hampton, 1972; Lowe, 1982; Martinsen, 1994; d'Avila & Paim, 2003).

Apesar de bastante comuns no registro sedimentar recente de margens continentais, principalmente por meio de dados de sub-superfície (e.g. sísmica 2D e 3D), a identificação destes fluxos gravitacionais tanto no registro sedimentar mais antigo quanto em afloramentos é tímida. Ao contrario do pensamento de muitos, estes depósitos são mais comuns do que realmente muito geólogos imaginam.

Tais depósitos podem abranger uma gama de variadas geometrias, tamanhos, composições, estruturas e fácies. Podem ser gerados por um amplo leque de gatilhos tanto deposicionais quanto tectônicos ou ainda por ambos. Fato que certamente contribui para interpretações e nomenclaturas divergentes principalmente em quando se trata da escala de afloramentos.

O intervalo litoestratigráfico compreendido entre o Neocarbonífero e o Eopermiano da Bacia do Paraná, denominado de Grupo Itararé originalmente proposto por Gordon Jr. (1947), tem comprovadamente sua origem deposicional relacionada à Glaciação Gondwânica, a qual incursionou sobre boa parte do paleocontinente Gondwana naquela época e impôs sua dinâmica sedimentar.

Estas premissas tem sua confirmação autenticada pela vasta quantidade de trabalhos científicos, ao longo das últimas oito décadas, acerca do assunto, os quais

legaram valiosos modelos deposicionais para a unidade como: Leinz, 1937; Almeida, 1948; Salamuni et al., 1966; Bigarella et al., 1967; Canuto, 1985; Castro, 1991; Gama Jr. et al., 1992; Vesely & Assine, 2004; Vesely, 2006; d' Avila, 2009 entre outros.

Neste contexto, MTDs surgem como importantes peças na montagem do cenário deposicional do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná. Anteriormente descritos pela literatura como tilitos ou lamitos seixosos produzidos por chuva de detritos, estes depósitos trazem consigo informações interessantes acerca da história de preenchimento sedimentar e do ambiente deposicional da bacia durante período sob influência glacial.

A importância dos processos de transporte de massa no condicionamento de acumulações de hidrocarbonetos em bacias marginais também é primordial, no controle de reservatórios petrolíferos. O entendimento desta interação é extremamente valorizado pela indústria, a saber, pelos expressivos campos de óleo e gás calcados nestas condições em várias partes do mundo; por exemplo, as margens continentais brasileira e africana, além de reservatórios no Golfo do México e no Mediterrâneo.

A área estudada na Bacia do Paraná contempla o intervalo intermediário do Grupo Itararé, na faixa de afloramentos da borda leste da bacia, entre as cidades de Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC), caracterizada pela pelas formações litoestratigráficas Campo Tenente e Mafra de Schneider et al. (1974) .

Outras regiões do paleocontinente Gondwana (Argentina, Austrália, África do Sul e Antártica) também registram a sedimentação gravitacional no período crono-correlato glácio-influenciado do Permo-carbonífero, especialmente a região da Pré-Cordilheira Andina no noroeste da Argentina, onde o Grupo Paganzo disponibiliza exuberantes exposições de alta continuidade vertical e lateral de rochas depositadas no contexto muito similar ao Grupo Itararé. O estudo da localidade de Cerro Bola, na província argentina de La Rioja, possibilitou uma ótima oportunidade para um estudo análogo, a fim de melhor compreender os afloramentos, poucos expostos, da Bacia do Paraná em vários aspectos, tais como: geometria deposicional, relações de contato e potencialidade econômica.

Este trabalho é fruto de esforços conjuntos dentro do âmbito do projeto de pesquisa colaborativo “*The Carboniferous de-glacial record in the Paraná Basin and its analog in the Paganzo Basin of Argentina*”, financiado pela operadora internacional BG- Group em parceria com a Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS) e ao Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal do Paraná (UFPR), por meio do Fundo de Participação Especial em Petróleo (ANP).

O presente volume de dissertação de mestrado está apresentado na forma de dois artigos com enfoques e abordagens diferentes. O primeiro, com intuito de publicação nacional, nomeado de: O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): Sedimentação gravitacional em contexto marinho deltaico sob influência glacial; tem por objetivo, compilar uma síntese do histórico bibliográfico acerca de MTDs e sedimentação gravitacional no Grupo Itararé, caracterizar o espectro faciológico e as associações de fácies presentes na área de estudo, estabelecer um modelo de paleo-ambiente deposicional e determinar as principais implicações paleoambientais, paleogeográficas e econômicas dos depósitos de transporte de massa no contexto deposicional do Grupo Itararé.

O segundo artigo, escrito em língua inglesa com vistas à publicação em revista internacional, nomeado de: *Two Contrasting Styles of Mass Transport Sedimentation in the Gondwanic Deglacial Record: The Itararé Group of Southern Brazil and The Paganzo Group of Northwestern Argentina*, visa contextualizar e comparar MTDs das bacias permo-carboníferas do Paraná e Paganzo, sob ponto de vista de diversos temas, como: composição, estruturas, deformação penecontemporânea, posicionamento estratigráfico, ambiente deposicional, paleogeografia e potencialidade econômica.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A elaboração do trabalho exigiu a utilização e a combinação de uma série de metodologias, principalmente no espectro das áreas da sedimentologia e estratigrafia. Em qualquer trabalho de cunho estratigráfico as fácies são a parte ou a ferramenta fundamental de sustentação da hipótese proposta, não importando a escala do trabalho.

Uma entre muitas definições do termo, proposta por Walker (1990) (definição adotada para o trabalho), resume a importância desta unidade de trabalho, como a distinção das características litológicas, físicas e/ou biológicas que diferem variados corpos rochosos.

Outra concepção que contribui enormemente para o desenvolvimento deste volume foi a proposta de Campbell (1967). Tal abordagem permite a distinção entre lâminas e camadas, proporcionando uma harmonização das hierarquias de superfícies deposicionais mais comuns nos depósitos estudados. Seguindo a concepção de Campbell (1967) a lâmina consiste na menor unidade de estratigráfica reconhecível em campo. De modo semelhante, um conjunto de lâminas constitui um grupo de lâminas. Já a classificação de camada é atribuída ao registro de um evento de sedimentação, no qual se observa um ou um conjunto de grupo de lâminas.

Também é de suma importância justificar a utilização da nomenclatura do termo “diamictito” no contexto da descrição das fácies estudadas. De acordo com a abordagem de Flint et al. (1960), este termo representa qualquer mistura de cascalho, areia e lama, pobremente selecionada, sustentada por uma matriz lamosa.

Se tratando de um ambiente marinho glacio-influenciado, a utilização do termo descritivo “diamictito” tende a preservar a utilização do termo “tilito” somente para rochas depositadas sob a influência direta glacial, sem subsequentes retrabalhamentos. (Eyles et al., 1983).

Outro termo empregado neste trabalho é a classe de rochosa ritmito. Esta palavra representa de maneira descritiva camadas heterolíticas com intercalações rítmicas de areia fina, silte e argila, laminados a maciços, comumente com gradação

normal, visivelmente depositado sob o mesmo evento deposicional. Esta adaptação local almeja evitar nomenclaturas de cunho interpretativo (e.g. varvitos). A metodologia empregada para a nomenclatura das fácies tentar seguir a sugestão de classificação faciológica de Eyles et al., (1983), a qual é adaptada de Walker (1978) e é específica para depósitos glacio-influenciados, contudo com algumas adaptações à geologia local descrita neste trabalho.

A primeira letra, maiúscula, indica o litotipo preponderante na fácies. A segunda, minúscula, relaciona-se a textura principal da matriz (apenas utilizada para o grupo dos diamictitos) e cujo pode variar de predominantemente composta por lama (lamosa “m”) ou ainda numa composição híbrida de lama + areia de granulação fina a média (lamosa + arenosa “h”). Apesar de qualitativa, esta adaptação ao código original de Eyles et al. (1983), reflete distintas origens e graus de homogeneização dos MTDs estudados como propuseram Schermerhorn (1966) e Eyles & Eyles (2000).

Já a terceira letra minúscula, empregada a todas as fácies, visa caracterizar a principal estruturação interna preponderante na fácies. E por fim, um quarto caractere, minúsculo e entre parênteses enfatiza certas características que possam contribuir para interpretações de processos deposicionais de cunho genético.

Para agrupar fácies geneticamente relacionadas dentro de um padrão lógico no empilhamento sedimentar em associações de fácies se tomou como base os modelos de Eyles et al. (1983) além do modelo específico para o Grupo Itararé de Vesely (2006). Já para fluxos gravitacionais de massa e de sedimentos consultaram-se os modelos de Lowe (1982) e Mutti et al. (2003), além dos outros modelos específicos para o Grupo Itararé propostos por Gama Jr. et al. (1992) e d’Avila (2009).

Em termos de levantamento de dados para o Grupo Itaraé, o trabalho priorizou uma coleta sistemática de informações no campo, tomando como base duas categorias de mapas geológicos para a área de estudo. Em busca de visão holística da distribuição regional em superfície do Grupo Itararé, consultou-se a base de dados cartográfica da CPRM Brasil ao milionésimo, 2004 (escala 1:1.000.000). Já para uma abordagem detalhada na área de estudo, os mapas geológicos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, na escala de 1:70.000, foram altamente úteis. Mapas topográficos do IBGE, na escala 1:50.000 foram também amplamente

utilizados para localização em campo. O software *ArgGis* também permitiu a elaboração de mapas de localização georrefrenciados.

Para alcançar o grau de detalhe desejado no estudo de afloramentos nas bacias do Paraná e Paganzo, foram realizadas quatro etapas de trabalhos de campo. Duas etapas no Brasil (aproximadamente 35 dias no total), com 64 afloramentos descritos dentro da área estudada. Para a aquisição dos perfis compostas, foram utilizadas principalmente as rodovias BR-116 entre Quitandinha (PR) e Mafra (SC), a rodovia PR-427 entre Porto Amazonas (PR), além da BR-280 entre Mafra(SC) e Rio Negrinho(SC).

Por fim, duas etapas de campo na Argentina (aproximadamente 60 dias, devido a alta complexidade dos afloramentos) na região de Cerro Bola, com acesso único via *Ruta 40*.

No que diz respeito ao levantamento de perfis estratigráficos verticais, quando as exposições foram contínuas, utilizou-se o método de visadas com bússola *brunton*, tomando como base uma altura de olhos de 1,55m. A confecção digital dos perfis verticais deu-se através do software *Corel Draw X5*.

3. O GRUPO ITARARÉ (NEOCARBONÍFERO-EOPERMIANO) ENTRE PORTO AMAZONAS (PR) E MAFRA (SC): SEDIMENTAÇÃO GRAVITACIONAL EM CONTEXTO MARINHO DELTAICO SOB INFLUÊNCIA GLACIAL.

AUTORES: João Filipe Suss¹, Fernando Farias Vesely²,

1 – UFPR/Programa de Pós-Graduação em Geologia

R. Engenheiro Rebouças 1769, ap. 202A, CEP 80230-040, Curitiba-PR, Brasil. joaosuss@gmail.com. 41 88156299.

2 – UFPR/Departamento de Geologia

RESUMO:

A sedimentação gravitacional na seção permocarbonífera da Bacia do Paraná é há muito conhecida, todavia carece estudos mais detalhados visando à caracterização de fácies, dos processos e do contexto deposicional. Depósitos de transporte de massa (MTDs), na forma de fluxos de detritos (*debris flows*), deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*), bem como turbiditos, compõem de maneira significativa parte do arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na área entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC), borda leste da bacia. O estudo desses depósitos partiu da análise de fácies e levantamento de perfis verticais, o que resultou na discriminação de cinco associações de fácies. As associações A1, A2 e A3 compreendem depósitos acumulados em ambiente marinho relativamente profundo, influenciados por gelo flutuante e com extensiva ressedimentação tais como diamictitos heterogêneos contendo blocos de arenitos e ritmitos com deformação interna. As associações B1 e B2 são constituídas por arenitos, com diversos tipos de estratificação, a qual foi interpretada como depósitos costeiros a marinhos rasos, principalmente deltaicos, que prograram por sobre as fácies marinhas mais profundas, provavelmente por aumento do aporte sedimentar em decorrência do degelo próximo. Constatou-se que na área estudada as geleiras não avançaram sobre os sítios deposicionais, mas sim tiveram papel de fornecimento de sedimentos, em contexto proglacial.

Palavras Chave: Grupo Itararé, Ressedimentação, Glaciação Gondwânica, Depósitos de transporte de massa, Turbiditos.

ABSTRACT:

Gravitational sedimentation from the permocarboniferous section of Paraná Basin is well known although still understudied. Mass transport deposits as debris flows and slumps, beside turbidites predominantly set up the stratigraphic framework of the Itararé Group, in the area among Porto Amazonas (Paraná State) and Mafra (Santa Catarina State), east border of Paraná Basin. The reconnaissance of these deposits started from a detailed facies analysis, which has resulted on the differentiation of five main facies associations. The three first ones (facies association A1, A2 and A3) are related to a glacially influenced deep-water environment, with extensive ressedimented deposits, followed by other two facies associations (B1 and B2) related to shallow marine environment connected to deltaic deposits. The sedimentary stacking pattern from the facies associations suggests a marine progradation limited by a marine flooding. It was accomplished, nevertheless, that the movements of the glaciers did not affected directly the studied depositional sites, but it had a great role on the generation and supply of proglacial sediments. MTDs also have relevant implications for paleoenvironment analysis and sequence stratigraphy.

Key Words: Itararé Group, Mass Transport Deposits, Resedimentation, Carboniferous Ice Age, Turbidites.

3.1. INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé (Gordon Jr., 1947) tem comprovadamente sua deposição influenciada pela glaciação permocarbonífera, a qual incursionou sobre boa parte do paleocontinente Gondwana, controlando o preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná.

Embora inicialmente interpretado como o produto de sedimentação glacial e proglacial direta em ambiente continental (Leinz, 1937), registros de processos subaquáticos ligados a fluxos gravitacionais no Grupo Itararé tem sido descritos (e.g. Salamuni et al., 1966; Castro, 1991; Gama Jr. et al., 1992; Vesely & Assine 2004, Vesely et al., 2005; Carneiro & Costa, 2006; e d'Avila, 2009). Em outras sucessões cronocorrelatas da porção oeste do paleocontinente, tais como o Grupo Paganzo (Neocarbonífero no noroeste da Argentina) e Grupo Grant (Permocarbonífero da

Bacia de Canning, Austrália), a sedimentação marinha glácio-influenciada também tem sua ocorrência registrada em trabalhos recentes (e.g. López Gamundí et al, 1992; Kneller et al., 2004; Dykstra et al., 2006; 2007; 2011, Eyles & Eyles, 2000).

Muitas das fácies reconhecidas no Grupo Itararé estão relacionadas a processos de ressedimentação, os quais exigem a existência de um gradiente capaz de desestabilizar os sedimentos previamente acumulados e movê-los pela ação da gravidade. Depósitos de transporte de massa (MTD – *mass transport deposits*) incluem qualquer sedimento que é depositado por qualquer processo o qual se utiliza da força gravitacional como mecanismo de transporte, geralmente mantendo os grãos em contato entre si. Estes processos incluem rastejos (*creep*), deslizamentos (*slides*), escorregamentos (*slumps*) e fluxo de detritos (*debris flows*). Fluxos gravitacionais não coesivos, como correntes de turbidez (Kuenen & Migliorini, 1950; Bouma, 1962; Midlenton & Hampton, 1973; Lowe, 1982; Mutti et al. 2003) e fluxos hiperpicnais (Mulder & Alexander, 2001), não estão incluídos.

Nesse contexto, o presente estudo tem como escopo a caracterização faciológica dos depósitos de fluxos gravitacionais existentes na região compreendida entre as cidades de Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC), borda leste da Bacia do Paraná (Fig. 1). O acesso à área de estudo, a partir da cidade de Curitiba (PR), ocorre por meio de três rodovias principais. A rodovia BR-277, sentido Foz do Iguaçu, permite o acesso aos afloramentos do norte da área próximos as cidades de Porto Amazonas (PR). Já a rodovia BR-476, sentido sul, possibilita o acesso à região de Lapa (PR) e arredores. E ainda a rodovia BR-116, sentido Porto Alegre, permite o acesso ao sul da área de estudo, nas cercanias de Rio Negro-Mafra (PR-SC). É possível utilizar a rodovia estadual PR-427 para cortar a área no sentido aproximado norte-sul, entre as localidades de Palmeira (PR) e Campo do Tenente (PR). Já no estado de Santa Catarina foi utilizada a BR-280 sentido Rio Negrinho (SC), que também possibilitou acesso a pontos importantes da área de estudo.

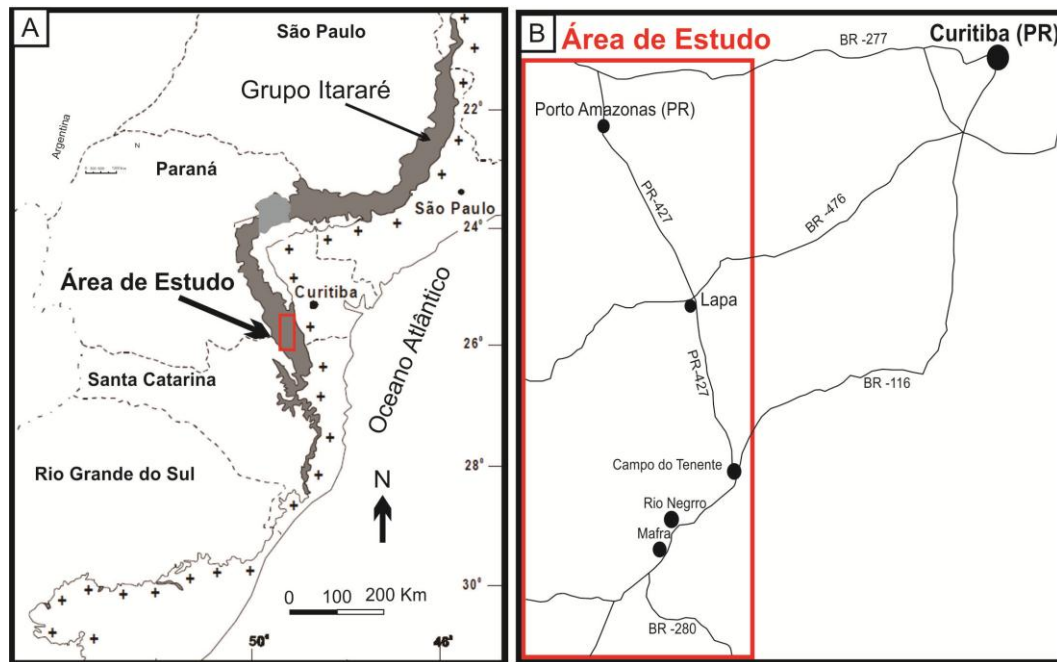


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo. A – Localização da área na faixa de afloramentos leste da Bacia do Paraná. B - Detalhe da localização área de estudada no Grupo Itararé.

3.2. TRABALHOS ANTERIORES

A maior parte dos depósitos glacio-influenciados do Grupo Itararé foi inicialmente interpretada como glacio-continental, incluindo varvitos, tilitos e feições oriundas de deformação glacioteclônica. (e.g. Woodworth, 1912 *apud* Rocha Campos, 1967; Leinz, 1937; Almeida, 1948).

O modelo de Leinz (1937) apontou para o caráter continental dos depósitos glaciais permocarboníferos, com uma diminuta parte ligada ao ambiente marinho, caracterizada por “pseudo-tilitos”. As descobertas, no estado de São Paulo, de feições do tipo *roche moutonnée*, estrias glaciais e tilitos associados (Almeida, 1948), corroborava o modelo.

Ao mesmo tempo em que se postulava sedimentação essencialmente terrestre, trabalhos paleontológicos relatavam fósseis de ambiente marinho nas sucessões do Grupo Itararé. (e.g. Almeida 1948; Maack, 1946; Gordon Jr., 1947). Sanford & Lange (1960), por exemplo, reconheceram duas associações de fácies principais para o Grupo Itararé. A primeira glacio-continental, com a presença de tilitos e varvitos, e a segunda, mais nova, que incluía diamictitos ou conglomerados subaquáticos depositados durante transgressões marinhas.

Martin (1961) interpretou deformações penecontemporâneas como de origem glacioteclônica e utilizou-as para inferir os sentidos de movimento do gelo. Estas estruturas foram reinterpretadas por Rocha-Campos (1967) como típicas de escorregamentos marinhos de talude, não tendo, portanto, relação direta com o deslocamento do gelo.

Ao estudar a região de Rio Negro (PR) e Mafra (SC), Salamuni *et al.* (1966) descreveram pela primeira vez depósitos gerados por correntes de turbidez no Grupo Itararé. Os autores identificaram turbiditos delgados siltico-argilosos, com *ripples*, marcas de sola e possíveis turboglifos.

Farjallat (1967), a partir de estudos na borda oeste da bacia, também descreveu evidências de movimentos de massa submarinos caracterizados por “fluxos de lama, correntes turbidíticas e escorregamentos”, correspondendo a “deposição em ambiente marinho ou lacustre”. Ocorrências de fluxos gravitacionais submarinos foram descritas ainda nos trabalhos de Bigarella *et al.* (1967) e Trein (1967), Rocha Campos (1967), Tommasi (1973) e Schneider *et al.* (1974).

Ao estudar o Grupo Itararé no sul do estado do Paraná e o norte de Santa Catarina, Canuto (1985) descreve fácies de fluxos gravitacionais do tipo *slurry* e fluxos de detritos em ambiente glácio-lacustre/marinho. Contudo, também propõe a ação direta do gelo como mecanismo de deposição de diamictitos, rerenhecendo tilitos em diferentes níveis estratigráficos. Nos trabalhos de Gravenor & Rocha Campos (1983) e Caetano-Chang (1984) diversas ocorrências de diamictitos foram também interpretadas como depósitos formados diretamente pelo gelo.

Castro (1991) reconhece expressivo condicionamento marinho profundo na sedimentação Itararé. Fácies denotadas por folhelhos, turbiditos e depósitos caóticos, ligados a este contexto, ocorrem na parte superior do Grupo Itararé (Formação Rio do Sul), na região leste de Santa Catarina. Gama Jr. *et al.* (1992) discriminam a grande influência dos processos e fácies de ressedimentação também no estado de São Paulo, colocando as geleiras prioritariamente como fontes de sedimentos para fluxos gravitacionais subaquosos. O mesmo foi apontado por Eyles *et al.* (1993) ao estudar testemunhos de poços na porção mais central da bacia.

Deformações penecontemporâneas ligadas a escorregamentos, foram descritas por Vesely *et al.* (2005). Estes autores também discutem a possibilidade da existência de quebras de gradiente entre as porções sul e norte da bacia durante o permocarbonífero. Carneiro & Costa (2006) descrevem feições semelhantes, na

região de Campinas (SP), aventando de escorregamentos subaquosos como responsáveis por pelo menos parte das estruturas observadas.

D'Avila (2009) discorre acerca dos turbiditos e depósitos de fluxos de massa na região de Dr. Pedrinho (SC). O autor identifica importantes depósitos ligados a fluxos de detritos, deslizamentos e escorregamentos, bem como correntes de turbidez de alta e baixa densidade. Vesely (2007), Vesely et al. (2007) e d'Avila (2009) foram pioneiros em registrar que os turbiditos do Grupo Itararé estariam ligados a fluxos hiperpicnais possivelmente originados por fluxos catastróficos de água de degelo.

3.3. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo faciológico de detalhe da área em estudo possibilitou a discriminação de 15 fácies sedimentares (Tab. 1), as quais podem ser agrupadas em quatro principais grupos litológicos: diamictitos, ritmitos (fácies heterolíticas), folhelhos e arenitos.

De acordo com a abordagem de Flint (1960), diamictito representa qualquer mistura de cascalho e areia, pobremente selecionada, sustentada por uma matriz lamosa. Em se tratando de um ambiente marinho glacio-influenciado, a utilização do termo descritivo “diamictito” tende a preservar a utilização do termo “tilito” somente para rochas depositadas sob influência glacial direta, sem quaisquer subsequentes retrabalhamentos (Eyles et al., 1983). Neste trabalho, o termo diamictito foi empregado apenas para rochas desprovidas de laminação, embora essa característica não esteja contemplada na definição de Flint (1960).

O termo ritmito é utilizado neste trabalho para definir fácies heterolíticas com intercalações rítmicas de arenito muito fino a fino e pelito, em escala milimétrica a centimétrica, internamente laminados ou maciços, comumente com gradação normal. Essa terminologia almeja evitar outras nomenclaturas de cunho interpretativo (e.g. varvitos).

A classificação faciológica utilizada, adaptada do esquema de Eyles et al. (1983), consiste num código composto de até quatro letras para cada fácies. A primeira letra, maiúscula, indica o litotipo preponderante na fácies. A segunda, minúscula, relaciona-se a textura principal da matriz (apenas utilizada para o grupo

dos diamictitos) e pode variar de predominantemente composta por lama (lamosa “m”) ou ainda numa composição híbrida de lama + areia de granulação fina a média (lamosa + arenosa “h”). Apesar de qualitativa, esta adaptação ao código original de Eyles *et al.* (1983), reflete distintas origens e graus de homogeneização dos MTDs estudados como propuseram Schermerhorn (1966) e Eyles & Eyles (2000).

Já a terceira letra minúscula, empregada a todas as fácies, visa caracterizar a principal estruturação interna preponderante na fácies. E por fim, um quarto caractere, minúsculo e entre parênteses enfatiza certas características que possam contribuir para interpretações de processos deposicionais de cunho genético, como por exemplo: clastos pingados, intraclastos ou deformações penecontemporâneas.

3.4. RESULTADOS

Os resultados do trabalho consistem na análise faciológica (Tab. 1), discriminação de associações de fácies e na apresentação do modelo deposicional interpretado para a área de estudo.

Código	Nome
Dmm	Diamictito de matriz lamosa maciço
Dmm(d)	Diamictito de matriz lamosa e com feições de deformação sin-deposicional
Dhm(b-d)	Diamictito de matriz lamosa-arenosa, com blocos líticos de arenito e ritmito e feições de deformação sin-deposicional
Rg(sl)	Ritmito em camadas centimétricas com gradação normal e marcas de sola
Rld	Ritmito em camada milimétricas com laminação plano paralela e clastos caídos
Rlr	Ritmito laminado com <i>ripples</i> cavalgantes
Fl	Folhelho laminado
Fd	Folhelho com seixos caídos
Sh	Arenito fino com laminação plano-paralela
Sg(i)	Arenito médio com gradação normal e intraclastos de argila
St	Arenito fino com estratificação cruzada acanalada
Sp	Arenito fino com estratificação cruzada planar
Sr	Arenito fino com laminação cavalgantes
Sr(p)	Arenito médio com laminação cavalgante e com seixos no arcabouço
Sd	Arenito fino com feições de ressedimentação

Tabela 1 – Tabela simplificada das fácies descritas na área de estudo.

3.4.1. Fácies Sedimentares

Diamictito de matriz lamosa e maciço - Dmm

Rocha composta por uma matriz siltico-argilosa, a qual sustenta clastos de diferentes composições (gnaisse, granito, xisto), arredondados a sub-angulosos e de dimensões milimétricas a centimétricas (10 cm de diâmetro). Estes depósitos podem variar em espessura a partir de métricas até dezenas de metros, dispostas na maioria das vezes com geometria tabular. Não foi observada orientação preferencial dos clastos.

É provável que esta fácies relacione-se com a sedimentação por decantação de uma pluma de sedimentos finos, em condições de baixa energia e abaixo da ação de ondas. Já os clastos maiores (de dimensão centimétrica) indicam influência de gelo flutuante na deposição desta fácies, também conhecida como chuva de detritos (*rain-out*). Outro processo deposicional possível seria o fluxo de detritos embora feições de ressedimentação não tenham sido observadas. De acordo com Lowe (1982) e (Eyles et al. 1983, 1985), o processo de ressedimentação gravitacional de sedimentos lamosos em contexto proglacial é comum. Não foram observadas feições diagnósticas de depósitos sub ou supra-glaciais, impossibilitando uma interpretação de tilitos de ablação ou morainas.

Diamictito de matriz lamosa, maço e com feições de deformação penecontemporânea - Dmm(d)

Diamictito de coloração acinzentada, apresentando matriz predominantemente siltico-argilosa (silte a argila e diminuta fração de areia fina) e clastos arredondados a sub-angulosos de variadas composições (gnaisse, granito, folhelho e arenito) e tamanhos (desde a escala milimétrica até a escala métrica, atingindo até seis metros de diâmetro) (Fig. 2A). Nesta fácies, em específico, é marcante a ocorrência de feições de deformação como dobras abertas a fechadas e por vezes isoclinais, com planos axiais verticais a recumbentes de escala centimétrica, além de superfícies de cisalhamento anastomosadas, por vezes acompanhadas de clivagem interestratal ou foliação rompida.

Chama a atenção na matriz destas rochas, porções com aspecto de brecha, as quais detêm intensa deformação e fragmentos angulosos de argila litificada. Observam-se também planos de fraturas de baixo ângulo ($< 45^\circ$), além de falhas reversas de dimensões métricas a centimétricas e de baixa penetratividade. Ainda em alguns casos, a fácies apresenta intraclastos métricos de folhelho e/ou argilito deformados e/ou rompidos (Fig. 2B). A espessura dos depósitos é normalmente observada na ordem de dezenas de metros com geometria tabular a lenticular.

Esta fácies é produto de ressedimentação mediante fluxo gravitacional de massa, muito provavelmente fluxo de detritos (*debris flow*) num talude marinho predominantemente lamoso. Este fato é evidenciado pelo alto grau de deformação interna observado nos depósitos, na forma de dobras penecontemporâneas de

variados estilos, na presença de brechamento da matriz e no desenvolvimento pontual de incipiente foliação ou clivagem. Os intraclastos de folhelho apresentam indícios de terem sido erodidos de um substrato pré-existente, como por exemplo, injeções da matriz lamosa para dentro dos clastos. A presença dos clastos ígneos e metamórficos é evidência da atuação de gelo flutuante sobre este talude, na forma de material caído por chuva de detritos de *icebergs*.

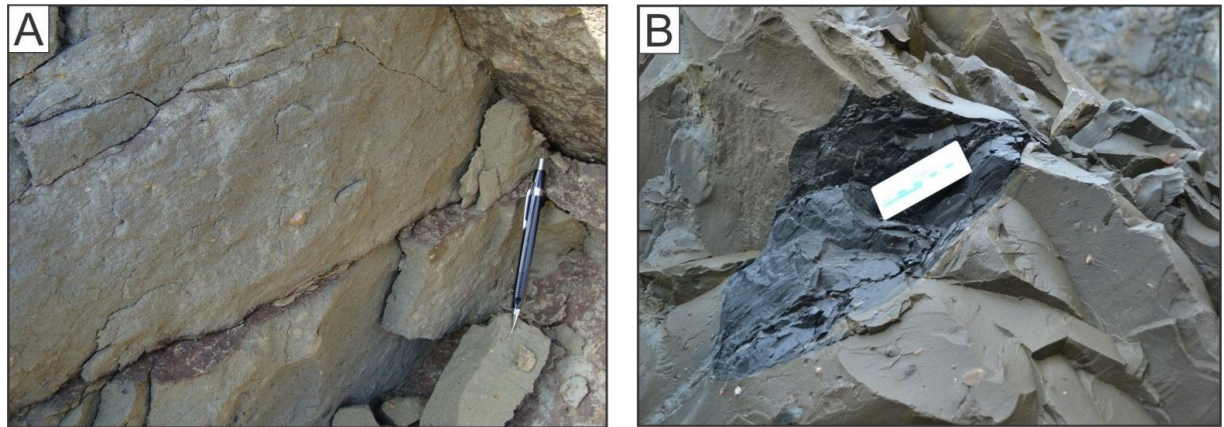


Figura 2 – Matriz de depósitos de transporte de massa A) Matriz típica da fácies Dmm(d) e Dh (b-d). B) Intraclasto de folhelho erodido e incorporado pela fácies Dmm(d).

Diamictito de matriz lamosa-arenosa, com blocos líticos de arenito e ritmito e feições de deformação penecontemporânea- Dh (bl-d)

Rocha de coloração acinzentada variando entre os tons claro e escuro (a depender do grau de alteração), com matriz predominantemente lamosa, com composição subordinada de silte + argila (45%) e areia de granulação fina a média (55%). Ocorrem normalmente sem estruturação interna visível, além dos clastos extrabaciais (granito, gnaiss, xisto etc.) originários de *rain-out*. Sustentam blocos métricos a decamétricos de arenito de granulação fina a média, coloração branco-amarelado, moderadamente selecionado, com laminação plano-paralela, estratificação cruzada dos tipos planar, sigmoidal e *hummocky* e *sets* decimétricos de *ripples* cavalgantes intensamente deformados (Figs. 3 e 4A, 4B). Por vezes estes blocos podem apresentar a geometria de alongada. Ocorrem também blocos métricos de ritmitos, os quais constituem camadas centimétricas com gradação de

areia fina a argila, com laminação plano-paralela e *ripples* cavalgantes e marcas de sola.

O contato entre a matriz e os blocos de arenito são abruptos e é comum a observação de injeções de material da matriz para os blocos. Blocos métricos de ritmitos podem estar rotacionados e com evidência de deformação penecontemporânea como dobras convolutas (Fig. 5B) e superfícies de cisalhamento inter-estratal e falhas de reversas de pequeno porte. Por outro lado, o contato da matriz lamosa-arenosa com os blocos de ritmito é gradual, exibindo incremento do grau de homogeneização dos centros para a borda dos blocos. Na matriz do diamicroto podem-se observar superfícies de cisalhamento interno, planos de deslizamento intra-foliares (Fig. 5A), clivagem de deformação a tênue foliação interna desenvolvida e sem continuidade, além de fraturas de baixo ângulo e dobras isoclinais a fechadas (Figs. 5C, 5D). Também é possível perceber presença constante de feições de brechamento da matriz com presença de intraclastos.

Esta é uma fácies tipicamente produzida por fluxo gravitacional coesivo talude abaixo, caracterizando provável fluxo de detritos (*debris flow*). Estes MTDs podem ser originados desde porções mais proximais do talude ou plataforma marinha, uma vez que blocos líticos ressedimentados de fácies sedimentares mais rasas são observados dentro destes depósitos. A preservação de blocos de grandes dimensões de composição e estruturação diferenciadas no MTD, e em alguns casos com contatos graduais com a matriz, permitem a inferência deste processo. Os contatos graduais de blocos com a matriz, principalmente nos blocos de ritmitos, ainda podem indicar que a rocha como um todo (matriz + clastos) pode ter a mesma origem. É possível que este depósito tenha evoluído a partir de um deslizamento (*slide*), e com o incremento de densidade e viscosidade imposto a ele, permitiram transformação em fluxo de detritos com clastos métricos de arenitos estratificados e ritmitos gradados preservados e deformados no arcabouço do depósito; de maneira semelhante ao modelo de Lowe (1982). A diversificada geometria e arranjo espacial na forma de imbricação de alguns destes blocos métricos, podem refletir a predominância de cisalhamento simples e/ou cisalhamento puro durante o transporte do depósito, além de componentes cinemáticas com indicação de paleotalude.

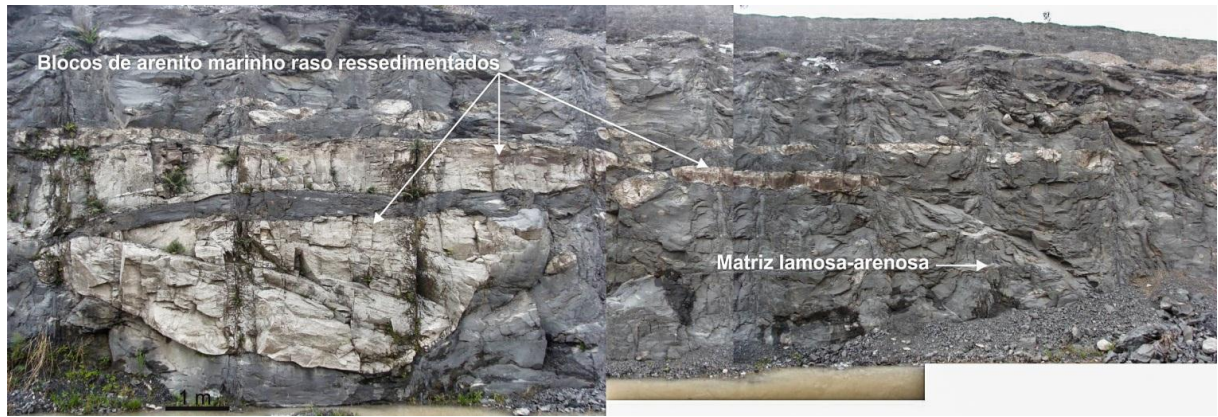


Figura 3 - Depósito de transporte de massa em Campo do Tenente (PR). Depósito apresenta blocos de arenitos marinho-rasos ressedimentados referentes à fácies Dh_m(b-d). Observar resquícios de estratificações cruzadas internas aos blocos.

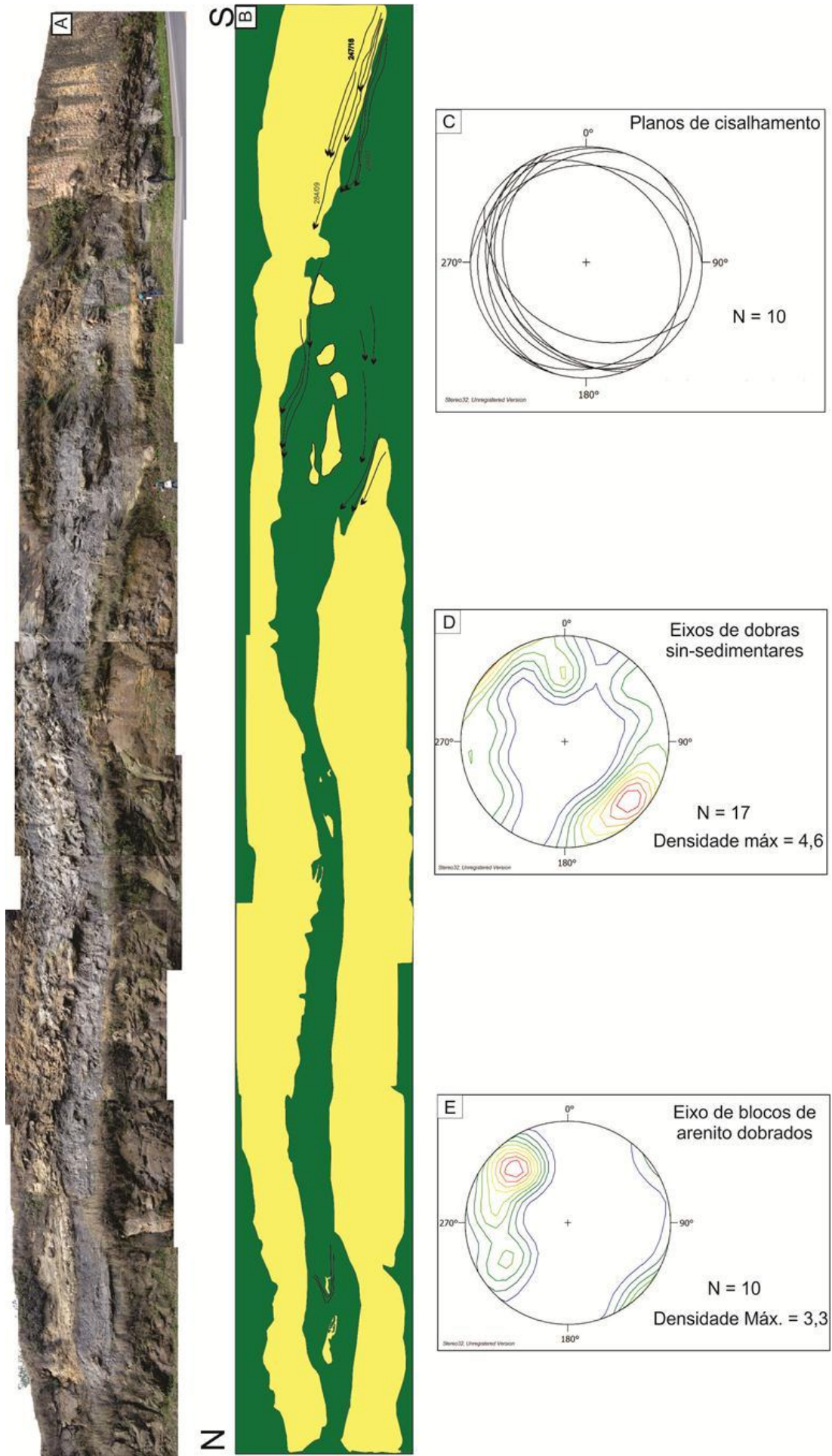


Figura 4 – Depósito de transporte de massa na região de Mafra (SC). A e B) Afloramento de MTD com blocos métricos de arenito ressedimentados (fácies Dhmb-d) na rodovia BR-116. Flechas indicam superfícies de cisalhamento peneco-temporâneas C) Projeção estereográfica dos planos de cisalhamento do afloramento D) Estereograma com eixos de dobras s peneco-temporâneas encontrados na área de estudo. E) Estereograma para eixo de lentes de areia de areia dobradas em MTDs da área estuda.

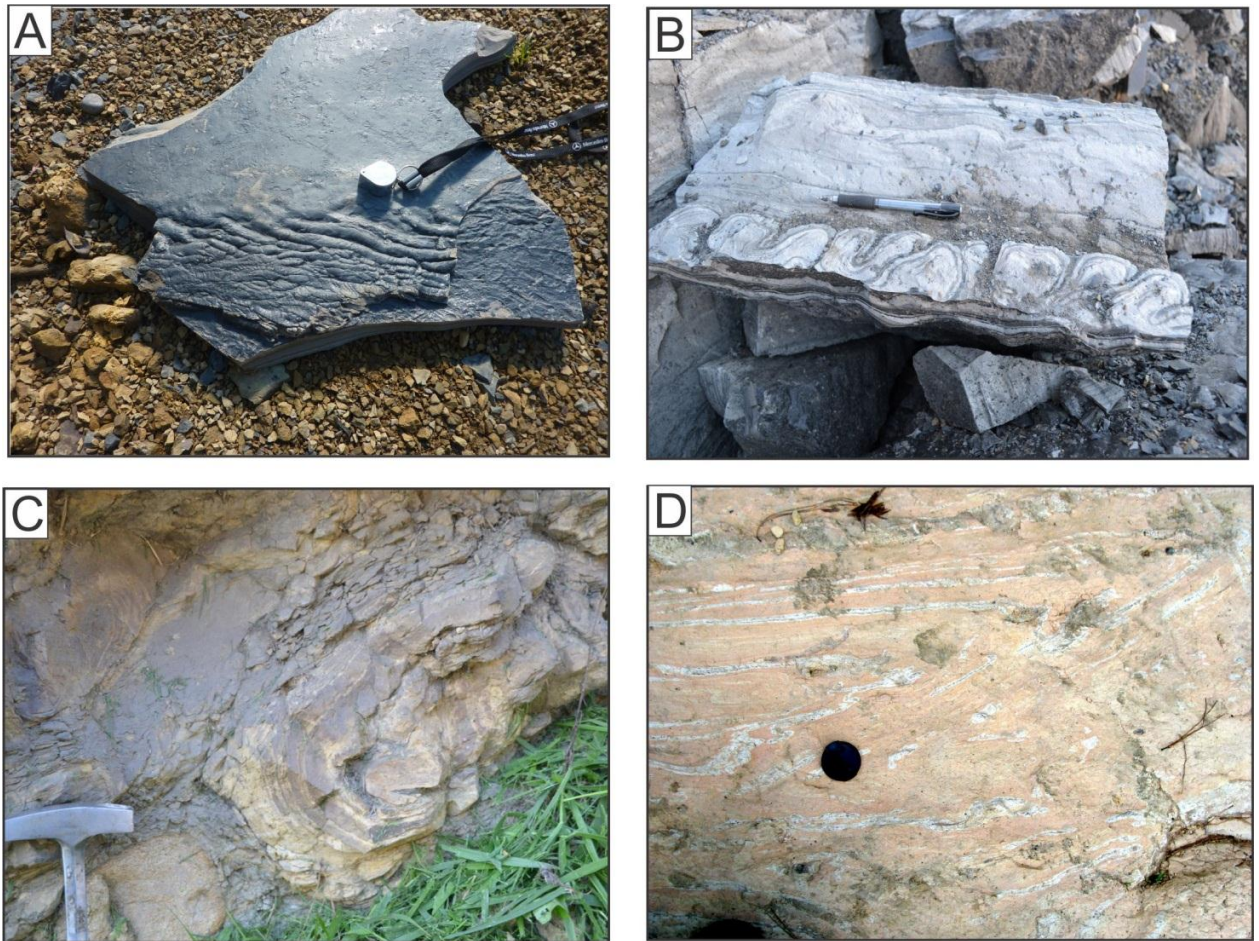


Figura 5 Feições e estruturas de deformação penecontemporânea. A) Superfície de deslizamento inter-estratal. B) Dobras convolutas presentes em bloco de ritmito ressedimentado. C) Dobra recumbente e fechada pertencente à fácies Dh**m**(b-d). F) Dobras isoclinais observadas na fácies Dh**m** (b-d).

Ritmitos com camadas centimétricas com gradação normal e marcas de sola - Rg(sI)

Fácies composta por camadas gradadas de arenito muito fino a lamito, com espessuras entre 5 a 40 cm e contatos abruptos entre si (Fig.6A). Na base das camadas são observadas marcas de sola (Fig. 6B) e estruturas de carga elípticas a alongadas. Os níveis mais arenosos podem apresentar *ripples* centimétricas, as quais indicam paleocorrentes para NW. Ainda foi possível descrever um padrão de aumento granulométrico bem como um espessamento das camadas em direção ao topo de alguns intervalos com 10 a 15 metros de espessura. Clastos caídos não foram observados.

A geração destes ritmitos remonta a correntes de turbidez compostas prioritariamente por sedimentos finos (silte e argila) e areia muito fina (Bouma, 1962;

Midleton & Hampton, 1973; Lowe, 1982; Mutti et al., 2003). Cada ciclo de gradação normal é representado por um possível pulso turbulento provavelmente provindo de uma fonte de deglaciação, no caso massas de gelo em processo de retração e consequente derretimento. Ou ainda representar a sedimentação distal de descargas fluviais em contexto de pró-delta (Bhattacharya & Walker, 1992). O aumento granulométrico no padrão de empilhamento observado em pacotes espessos da fácies pode reproduzir o aumento do suprimento sedimentar das fontes alimentadoras desta fácies e o aumento da contribuição e/ou a progradação de correntes de turbidez de baixa densidade durante este processo.

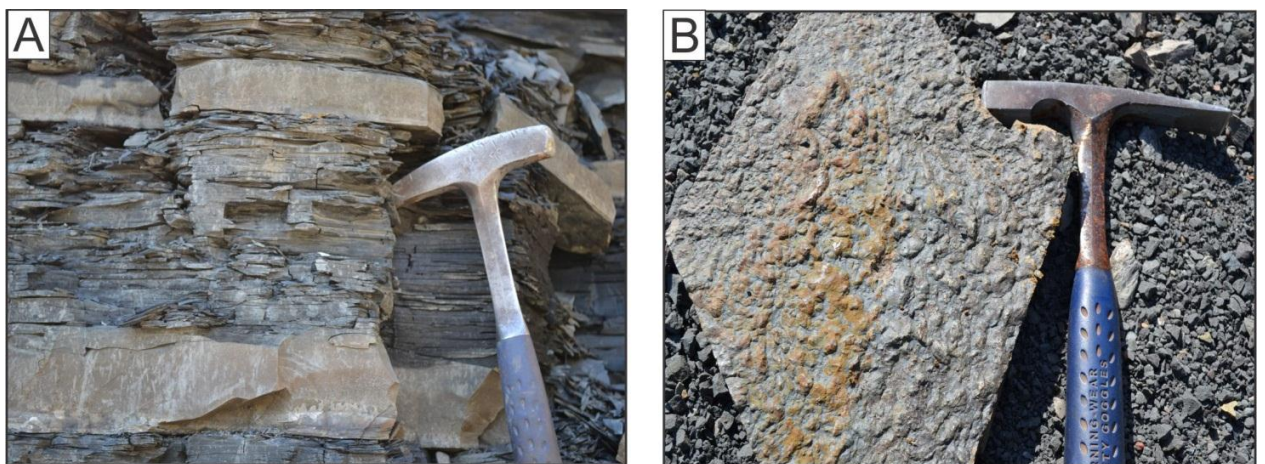


Figura 6 - Imagens de fácies heterolíticas. A) Ritmito típico da fácies RI(sl). B) Marcas de sola da fácies RI(sl).

Ritmitos em camadas milimétricas com clastos caídos - Rld

Ritmito caracterizado por camadas gradadas de arenito muito-fino passando a argilito, de espessuras variáveis de 0,5 a 25 cm e limitadas por contatos abruptos. Em alguns afloramentos há tendência geral de adelgaçamento das camadas para topo, visivelmente marcando uma passagem transicional para folhelho. É bastante comum a presença de clastos caídos (Fig. 7A, 7B), de variadas composições (ígneas, metamórficas e sedimentares) e dimensões (grânulos a matacões) interrompendo e deformando o acamamento preexistente. Também foram observados clastos centimétricos de sedimento fino agregado (Fig. 7C).

Pode-se assumir que esta fácies é associada à sedimentação por decantação de areia fina a muito fina, silte e argila em posições mais distais do sistema marinho. Estas camadas rítmicas provavelmente tem sua fonte associada

com a decantação de plumas hipopícnais ou das fases menos densas de plumas hiperpícnais originárias de degelo. Novamente, a observação de seixos caídos leva a crer na ação do gelo flutuante em mar aberto, em posições mais distantes da costa. A observação de clastos na forma de agregados de sedimentos finos pode relacionar-se a pedaços de gelo caídos diretamente de *icebergs*.

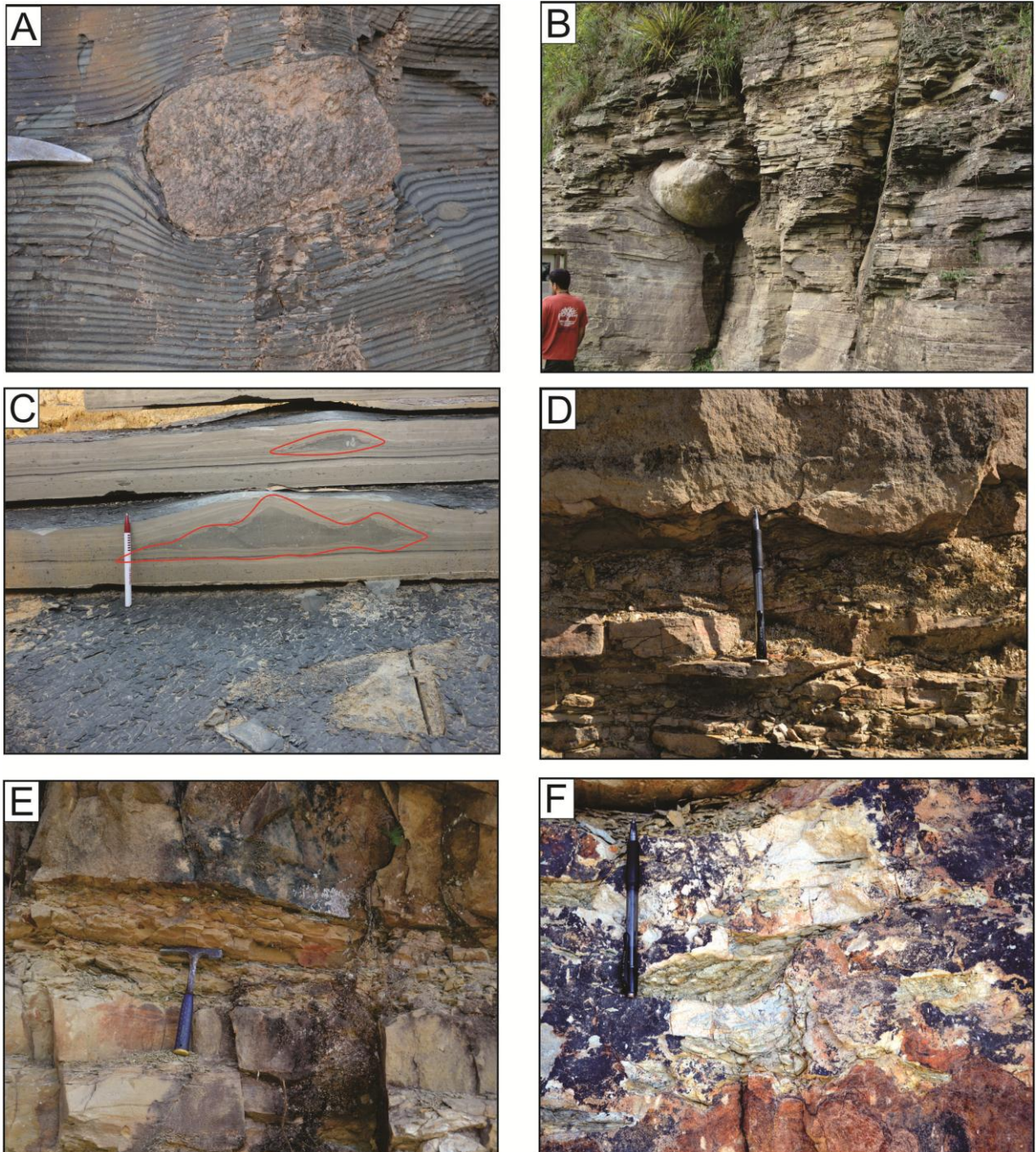


Figura 7 – Fácies presentes na área estudada. A-B) Clastos de granito caído na fácies Rld. C) Clastos caídos na forma de agregado fino de sedimentos, possivelmente representando deposição de sedimentos congelados. D) Base erosiva do arenito Sg(i). E) Arenito com graduação normal para siltito no topo da fácies Sg(i). F) Intraclasto de argila da fácies Sg(i).

Ritmito com laminação plano-paralela e *ripples* cavalgantes - Rlr

Rocha com intercalação centimétrica de níveis de silte e argila e níveis de areia fina a muito fina. São camadas com espessura média de cinco centímetros, finamente laminados, apresentando *ripples* cavalgantes de pequeno porte dentro dos sets arenosos.

Sedimentação decorrente de fluxo gravitacional de baixa densidade, durante os estágios finais de desaceleração do fluxo, onde atuam associados processos hidrodinâmicos trativos, fato comprovado pela geração de *ripples* cavalgantes e decantação de finos na forma de *drapes* de argila. É possível que estes depósitos estejam ligados a fluxos hiperpicnais gerados por água de degelo.

Folhelho - FI

Fácies composta por folhelho argiloso de variadas colorações, desde marrom- avermelhado até preto-acinzentado, altamente laminado. Produto de sedimentação hemipelágica por decantação lenta de argila.

Folhelho com clastos caídos - Fld

Folhelho preto-acinzentado, composto essencialmente por argila (90%) e com laminação planar altamente penetrativa. Observam-se seixos caídos, os quais constantemente perturbam a laminação.

Esta fácies provavelmente representa a sedimentação hemipelágica. Os seixos caídos, de maneira semelhante à fácies Rld, também se associam a deposição por gelo flutuante.

Arenito fino com laminação plano-paralela - Sh

Arenito de granulação fina, moderadamente selecionado com laminação plano-paralela. Esta fácies detém grãos de quartzo (90%) e feldspato (2-5%) sub-arredondados. Por vezes também apresentam matriz síltico-argilosa (5-10%) e grau de maturidade textural moderado. Esta fácies pode também conter sutis gradações normais internas entre as granulações fina e média. Camadas com dois metros foram observadas para esta fácies, a qual detém geometria geralmente tabular.

Fluxos hidrodinâmicos trativo, sob condições de regime superior, são responsáveis pela geração deste tipo de fácies arenosa laminada. Contudo, a contribuição de fluxos gravitacionais, por meio de correntes de turbidez sustentadas e contínuas, as quais são capazes de depositar estratos laminados nas suas fases finais de desaceleração em conjunção a forças trativas, não pode ser descartada, de acordo com o modelos de Lowe (1982) e Mutti et al. (2003).

Arenito médio com gradação normal e intraclastos de argila - Sg(i)

Arenito de coloração amarelada e granulação média, composto por quartzo (80-90%), feldspato (5-10%) e matriz argilosa (5-10%) e seleção granulométrica moderada a ruim. Bem como os graus de maturidade textural e mineralógica. Disposto em camadas métricas (2-5 m), maciço ou com gradação normal no topo (Fig. 7E). Na porção gradada desta fácies numerosos intraclastos de argila, de tamanho centimétrico ocorrem dispersos (Fig. 7F). Em afloramento esta fácies apresenta uma geometria tabular a lenticular e com tendência comum de engrossamento das camadas para o topo dos intervalos de 5 a 15 metros de espessura. Chama à atenção a base deste arenito, a qual detém acentuadas feições erosivas e marcas de carga sobre as camadas inferiores de ritmitos e diamictitos (Fig. 7D). Algumas marcas de sola também podem ser observadas na base do arenito.

Esta fácies relaciona-se a fluxos gravitacionais de sedimentos, na forma de correntes de turbidez de alta densidade. A falta de laminação somada às feições erosivas basais, podem indicar transporte por um fluxo denso e turbulento. Os intraclastos de argila dispersos na matriz, também tem forte relação com a erosão do substrato pela corrente de turbidez, durante o percurso do fluxo gradiente abaixo. Pode-se notar que a corrente de turbidez detinha uma baixa eficiência (Mutti et al., 2003), em razão de o arenito ser pobremente estruturado e provavelmente suportado pelo escape de fluidos, além da turbulência. A deposição pode ter ocorrido no momento em que o escape de fluidos se tornou escasso, o que acarretaria na falta de sustentação para o movimento turbulento das partículas de areia em suspensão, ocasionando uma súbita decantação e perda de capacidade do fluxo. De acordo com o modelo de aceleração de Kneller (1995) este depósito pode corresponder ao produto de um fluxo depletivo minguante, o qual é fortemente ligado a correntes turbidíticas pobremente sustentadas.

Arenito grosso a conglomerático com estratificação cruzada acanalada - St

Rocha de coloração branco-amarelada, pobremente selecionado, com granulação predominantemente grossa e grãos de quartzo (85%) angulosos a sub-arredondados e de baixa esfericidade, além de feldspato(5%) e mica (2%). Também ocorrem bolsões de arenito conglomerático dispersos de maneira irregular na fácies, com seixos e grânulos líticos (Fig. 8A) . Apresenta uma matriz de composição principal lamítico-arenosa (7%). Observam-se estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (Fig. 8B) e com paleocorrentes identificadas para N-NE (Fig.9).

Em função das características descritas, é possível que esta fácies seja também produto de um fluxo trativo associado à migração de formas de leito arenosas de médio porte sob corrente unidirecional. Relacionada a fluxos densos de *outwash* subaquoso (Mulder & Alexander, 2001).

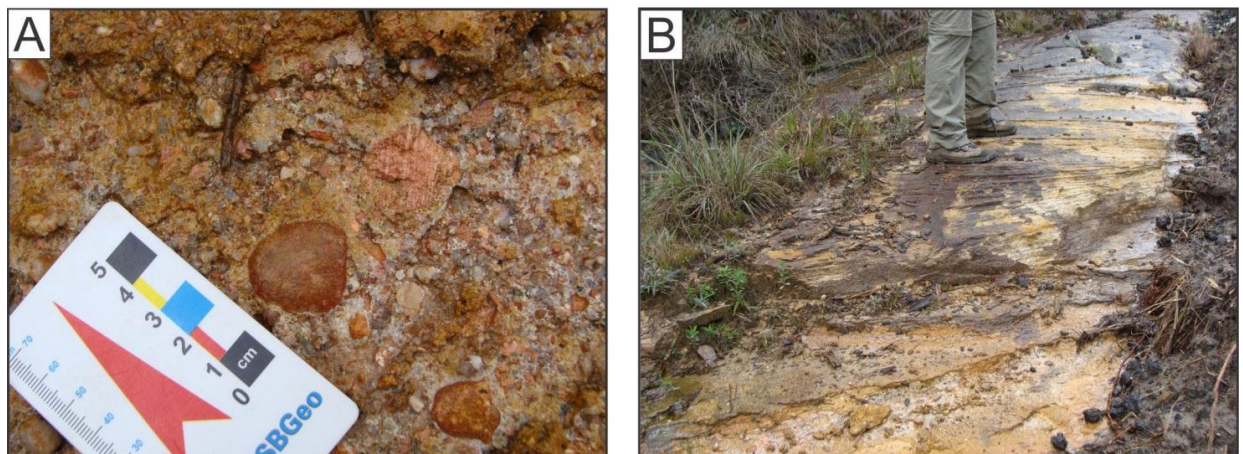


Figura 8 – Arenitos com estratificação cruzada acanalada (St). A) Detalhe dos bolsões conglomeráticos. B) Estratificações cruzadas acanaladas.

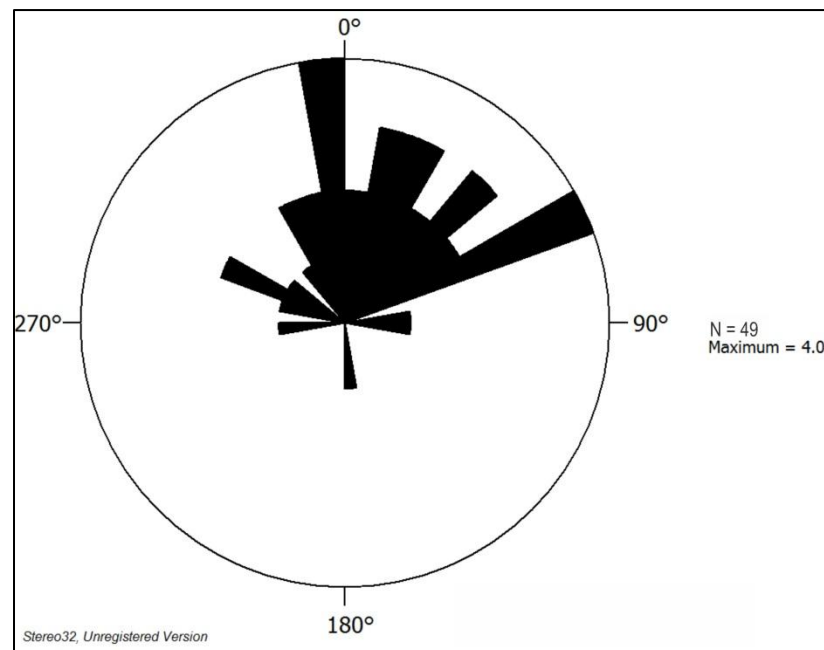


Figura 9 – Diagrama de rosetas das paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas nas fácies Sp e St.

Arenito fino a médio com estratificação cruzada planar - Sp

Rocha de granulação predominantemente fina e por vezes média e com coloração branca-rósea. Possui moderada seleção de grãos, os quais são na sua maioria compostos por quartzo (85%) sub-arredondados. Por vezes pode apresentar matriz siltosa (10%) e grãos de feldspato (5%). É comum a presença de estratificação cruzada planar de pequeno a médio porte, com paleocorrentes para N-NE.

Arenito ligado a um fluxo hidrodinâmico trativo sob condições de regime inferior, o qual proporcionou a migração das formas de leito arenosas da carga de fundo do fluido.

Arenito fino com laminação ondulada cavalgante - Sr

Arenito de coloração amarelada, compostos por grãos arredondados a sub-arredondados de quartzo de granulação fina e com alto grau de seleção. Observam-se níveis nos quais a laminação apresenta *ripples* cavalgantes supercríticas em sets centimétricos com cavalgamentos entre 10 e 25°. Ocorrem eventualmente *drapes* milimétricos de lama intercalados.

Fácies relacionada a processos combinados de tração de carga de fundo e suspensão de sedimentos. *Ripples* cavalgantes são típicas em frentes deltaicas onde o fluxo de longa duração de sedimentos encontra um corpo d'água provocando aggradação (Bhattacharya & Walker, 1992).

Arenito médio com laminação cavalgante e com seixos no arcabouço - Sr(p)

Arenito de granulação média a grossa, pobremente selecionado e imaturo mineralogicamente (quartzo + feldspatos + mica) o qual sustenta seixos no arcabouço de seixos de até sete cm. Apresenta também laminações cavalgantes, as quais podem atingir uma escala decimétrica.

A fácies representa muito provavelmente um contexto de desembocadura deltaica, onde é bastante possível a ocorrência de descargas trativas de sedimentos com força e suspensão suficientes para transportar seixos centimétricos e gerar depósitos de baixa seleção (Bhattacharya & Walker, 1992).

Arenito fino com feições de deformação penecontemporânea - Sd

Arenito de granulação fina a média, moderadamente selecionado e de coloração branca acinzentada a amarelada. Composto basicamente por grãos de quartzo sub-milimétricos e sub-areondados (90%), e grãos esbranquiçados e facetados de feldspato (2-10%). Por vezes observa-se presença de matriz siltosa envolvendo os grãos (5-10%). Este arenito apresenta boa seleção dos grãos de quartzo e caracteriza-se pela moderada maturidade mineralógica e textural. A estrutura maciça é proeminente nesta fácies. Todavia é possível observar evidências de resquícios de estratificações cruzadas planares de pequeno porte, estratificações do tipo *hummocky* de médio a pequeno porte com comprimento de onda de 5 a 10 cm e também *ripples* cavalgantes, em *sets* de pequeno porte, bem como, raras estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte. Todas estas estruturas sedimentares primárias encontram-se deformadas e corriqueiramente em associação a laminações perturbadas (Fig. 10).

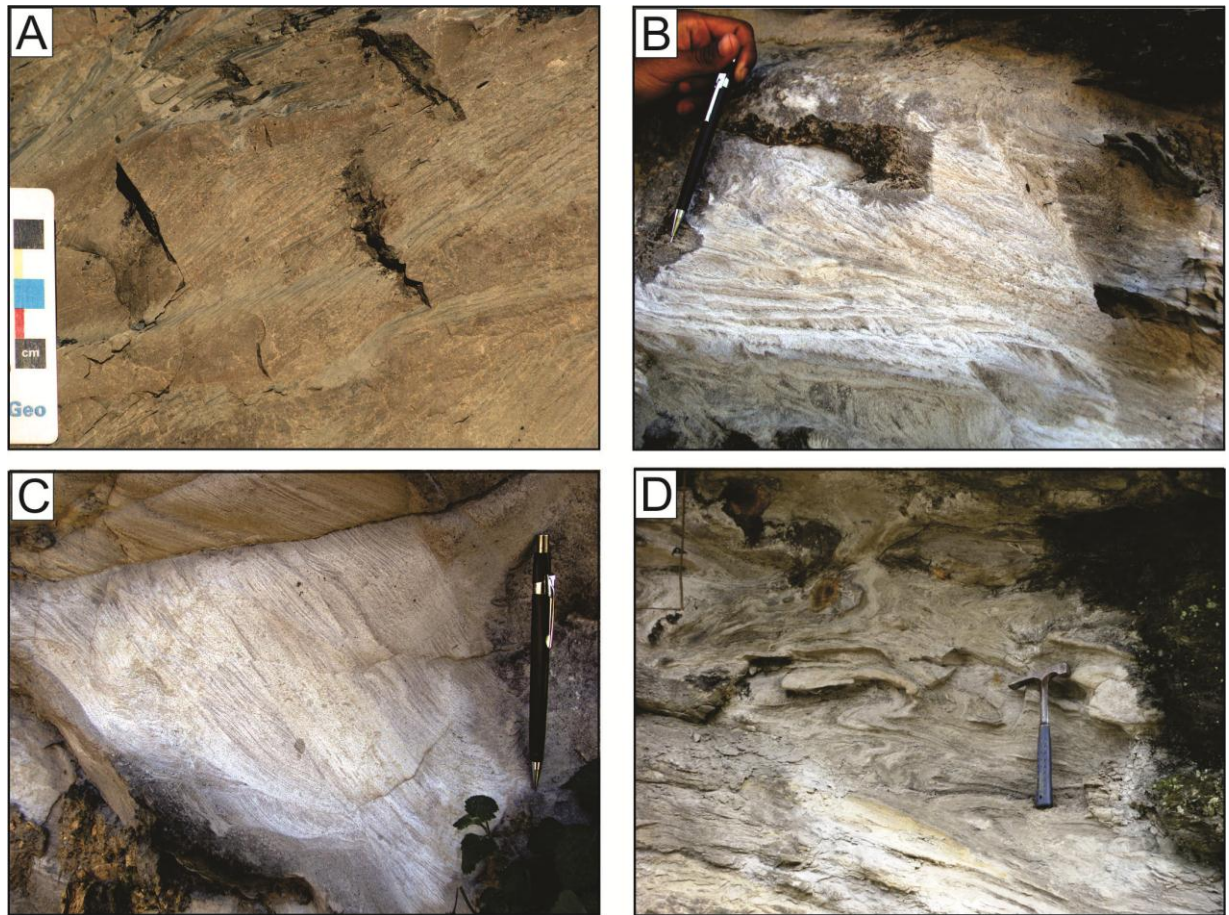


Figura 10 – Arenitos com deformação penecontemporânea. (Sd). A - C) Detalhe de Ripples cavalgantes deformadas. D) Arenito com estratificação cruzada hummocky deformada.

Também chama a atenção à presença de níveis descontínuos, de tamanhos métricos a decamétricos de argilito/siltito, visivelmente cisalhados, brechados e até dobrados, apresentando também marcas de carga. A fácies também exibe fraturas sub-verticais. Os intraclastos de argila de dimensão centimétrica também são encontrados dispersos em grande quantidade nesta fácies, contudo nem sempre associados aos níveis argilosos cisalhados.

O último processo deposicional atuante sobre este arenito provavelmente deu-se sob condição hidrodinâmica de fluxo gravitacional de sedimentos. A estruturação maciça predominante na rocha liga-se provavelmente ao carácter de congelamento friccional da pressão dispersiva durante a desaceleração do fluxo de detritos ou escorregamento.

Já as estruturas sedimentares primárias (estratificações cruzadas e *hummocky*) observadas sob forte deformação penecontemporânea, estão originalmente ligadas a fluxos trativos direcionais ou oscilatórios de regime inferior e ligam a origem do depósito para um contexto de *shoreface*, com estruturas geradas por ondas e associadas a um ambiente raso e de alta energia. Este protólito arenoso

foi posteriormente remobilizado sobre o talude marinho lamoso num estado físico ainda não totalmente consolidado.

Os depósitos com *ripples* cavalgantes dão conta de um ambiente associado à frente deltaica. Assim como possivelmente os níveis argilosos cisalhados e brechados observados na rocha, visivelmente representaram planos de deslizamento interno para o conteúdo arenoso. O conteúdo de intraclastos presente na fácies não aparenta ser proveniente da gênese primária, concluindo assim que foram erodidos e assimilados durante a ressedimentação no talude.

Outro relevante ponto a ser destacado é a considerável presença de grãos subédricos de feldspato plagioclásio em alguns afloramentos desta fácies. Houve pouco transporte envolvido na deposição primária destes arenitos com a possibilidade de deposição próxima à área fonte.

3.4.2. Associações de Fácies

O reconhecimento das 15 fácies possibilitou a identificação de cinco distintas associações de fácies, divididas sob a nomenclatura de A1, A2 e A3, as quais foram depositas sob condições deposicionais de lâmina d'água profunda e B1 e B2, as quais são correlacionáveis ao ambiente flúvio-deltaico e/ou costeiro. (Fig. 11).

A1 – Associação de fácies de pelitos de decantação e fácies de rain-out

A2 – Associação de fácies de depósitos de transporte de massa (MTDs)

A3 – Associação de fácies de turbiditos

B1 – Associação de fácies de barras de desembocadura

B2 – Associação de fácies de shoreface

As cinco associações comportam-se dentro do padrão vertical do empilhamento sedimentar de maneira cíclica e os contatos verticais entre as associações de fácies ocorrem na maioria das vezes de maneira gradacional. Apenas uma única ocorrência de contato abrupto na forma de discordância de caráter local foi observada na área. As associações observadas revelam sempre

deposição vinculada à meio sub-aquoso, em diferentes níveis de profundidade da lâmina d'água.

Associação A1

Esta associação inclui principalmente as fácies dos grupos dos diamictitos, ritmitos e folhelhos, tais como Dmm, FI e Fld. Representam depósitos acumulados sob lâmina d'água relativamente profunda, ou sob chuva de detritos e decantação lenta (Fig. 12). O gelo parece na grande maioria das vezes agir como um agente deposicional secundário através da sedimentação por meio de gelo flutuante observada comumente na forma de clastos caídos.

A fácies Dmm representa depósitos típicos de um ambiente marinho glácio-influenciado, onde grande parte da fração de finos provenientes do degelo é injetada no corpo d'água e se deposita por decantação, enquanto a fração cascalho é suprida por gelo flutuante. Este processo é denominado de chuva de detritos (Eyles et al., 1985; Eyles et al., 1993)

É notável a ocorrência de contatos graduais entre as fácies Dmm e Rld com as fácies FI e Fld. Entre os diamictitos (Dmm) e os folhelhos (FI e Fld) é nítida a diferença entre as frações de argila, silte e areia fina na composição geral das rochas. As fácies envolvendo folhelhos representam sedimentação hemipelágica típica.

A provável causa da intercalação entre as fácies Dmm e FI deve-se provavelmente a avanços e recuos da margem da geleira e/ou alternância de períodos de maior e menor descarga de água de degelo e conseqüentemente, variações na taxa de deposição por decantação em lâmina d'água profunda.

Associação A2

Esta associação contempla as fácies Dmm(d) e Dh(m-b-d), as quais estão sob o domínio de fluxos gravitacionais de massa

As fácies ligadas a processos de deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos (Dmm(d) e Dh(m-b-d)) são produto de ressedimentação de depósitos preexistentes. As estruturas de deformação penecontempônea evidenciam tais processos. É possível que muitos dos depósitos ressedimentados descritos, tenham passado por transformações completas de fluxo a partir de escorregamento até

fluxos de detritos ou até mesmo correntes de turbidez, como descrito por Hampton (1972) e Lowe (1982).

Em síntese, as características dessa associação indicam deposição abaixo do nível de ação das ondas num contexto de talude ou sopé de talude influenciado por gelo flutuante (Fig.12).

Associação A3

As fácies Rld, Rlr, RI(sl), Sg(i) e St, compõem uma associação de fácies relacionada a fluxos gravitacionais de sedimentos na forma de turbiditos de alta e baixa densidade (Mutti et al., 2003).

Os ritmitos Rld, Rlr e RI(sl) são claramente resultado de correntes de turbidez de baixa densidade. Por vezes, estas fácies apresentam gradação normal com *ripples* cavalgantes e marcas de sola associadas, feições características dos turbiditos do tipo Bouma (1962). Com frequência, tais turbiditos ocorrem recobrimdo ou margeando lateralmente as fácies de MTDs. São resultado de correntes de turbidez diluídas acumuladas sobre um talude marinho rearranjando pós-eskorregamento/deslizamento. Muito provavelmente as fácies de ritmitos representem turbiditos de pró-delta, semelhantes aos descritos por Mutti et. al. (2003). É possível correlacioná-las com as fácies Tb-Te do modelo de Bouma. A fácies RI(d) igualmente ressalta a forte presença do gelo flutuante nesse paleoambiente.

A fácies Sg(i) representa depósitos de correntes de turbidez de alta densidade e moderada eficiência. Apesar da ligeira (10-40cm) gradação no topo das camadas arenosas, o arcabouço arenoso é moderadamente a pouco selecionado e não estruturado. Tais fatos sugerem brusca desaceleração do fluxo, a qual acarreta no aumento do atrito entre as partículas e no escape de fluidos da camada basal do fluxo. Ao que tudo indica esses depósitos de correntes de turbidez do tipo *surge*, de acordo com a classificação Mutti et al. (2003), diferentemente dos turbiditos classificados como proveniente de fluxos hiperpicnais de mais longa duração.

A presença de arenitos conglomeráticos estratificados e de baixa seleção granulométrica (fácies St), apesar de raros na área estudada, provavelmente evidenciam depósitos de *outwash* subaquoso a partir de fluxos de degelo com alta concentração de partículas (e.g. Mulder & Alexander, 2001; Vesely & Assine, 2004), uma vez que possuem contatos erosivos e estão assentados diretamente sobre

turbiditos da fácies Sg(i). Com isso, grande parte desses fluxos comporta-se como correntes de fundo hiperconcentradas que podem transportar areia e cascalho por dezenas de quilômetros além das margens da geleira, na forma de correntes de turbidez de alta densidade, como as descritas por Vesely (2006).

Associação B1

A associação B1 é composta principalmente por fácies arenosas, tais como Sr, Sr(p) e Sd e compreende fácies essencialmente ligadas a processos trativos em condição de alta energia. A ocorrência de arenitos com estratificação cruzada, plano-paralela e *climbing ripples* sugere sedimentação em contexto flúvio-deltaico (Fig. 12).

As fácies Sr e Sr(p) são indicativas de um contexto de barras de desembocadura fluvial onde tração e suspensão podem atuar em conjunto (Bhattacharya & Walker, 1992). Apesar apresentar feições de deformação sin-sedimentar, algumas estruturas sedimentares primárias encontradas nos arenitos da fácies Sd altamente deformadas (estratificação *hummocky*, ondulações sinusoidais, *ripples* cavalgantes e *drapes* de argila), indicam um ambiente de deposição pretérito típico de frente deltaica, onde fluxos fluviais concentrados podem produzir estas estruturas tanto na frente deltaica. A visível deformação penecontemporânea de arenitos da fácies Sd suporta a hipótese de que esses depósitos, provavelmente deltaicos, que foram submetidos a um colapso e a consequentes movimentos gravitacionais talude abaixo. Blocos destes arenitos estratificados também foram identificados em outros MTDs.

A pujança destes depósitos de ressedimentação oriundos das fácies arenosas da associação B (Figs. 11, 12) sugere que esse sistema deltaico provavelmente progradou até a quebra de um gradiente, causando o disparo de fluxos gravitacionais (e.g. Eyles & Eyles, 2000; Steel et al., 2003).

Associação B2

É comum a intercalação das fácies Sh e Sp, assim como estratificação cruzada tabular de baixo ângulo. Além disto, estes arenitos apresentam boa seleção e elevado grau de maturidade mineralógica. Tais características apontam condições de lâmina d'água rasa em ambiente costeiro raso.

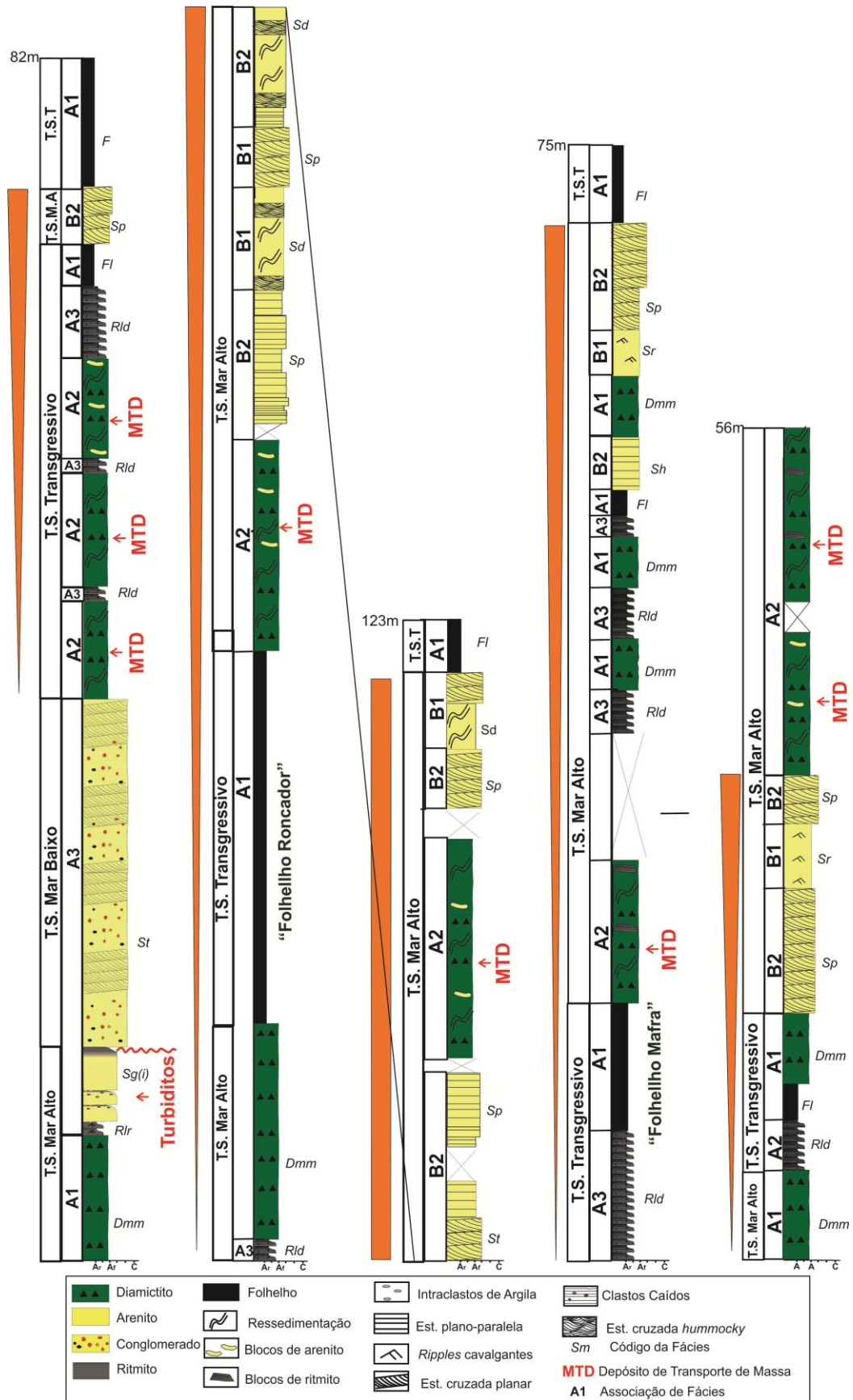


Figura 11 – Arcabouço estratigráfico relacionado às associações de fácies encontradas na área de estudada.

3.5. Discussão

Fluxos gravitacionais exigem um gradiente, com no mínimo $0,1^\circ$ de inclinação para fornecer instabilidade para fluxos de massa de grande porte (Eyles et al., 1985; Martinsen, 1994). MTDs na forma de deslizamentos (*slides*) escorregamentos (*slumps*) e fluxos de detritos (*debris flows*) são originalmente gerados acima de uma superfície basal de cisalhamento, uma vez que a pressão de poros se aproxima ou equilibra a tensão normal. Assim a força de cisalhamento interna é suficientemente reduzida a ponto de permitir o deslizamento do material ao longo de uma superfície basal de cisalhamento, a qual se propaga de maneira radial, formando uma depressão curva e côncava, também chamada de cicatriz (Fig. 12) (Martinsen, 1994).

Este fenômeno, comum no ambiente marinho profundo, pode ser desencadeado por variados gatilhos. Um fator preponderante cujo envolvimento é inevitável é a tectônica ativa na bacia naquele período. Eyles & Eyles (2000) ao estudarem depósitos de fluxos gravitacionais crono-correlatos na Bacia de Canning (Austrália), inferiram a atividade sísmica como mecanismo desencadeador dos movimentos de massa.

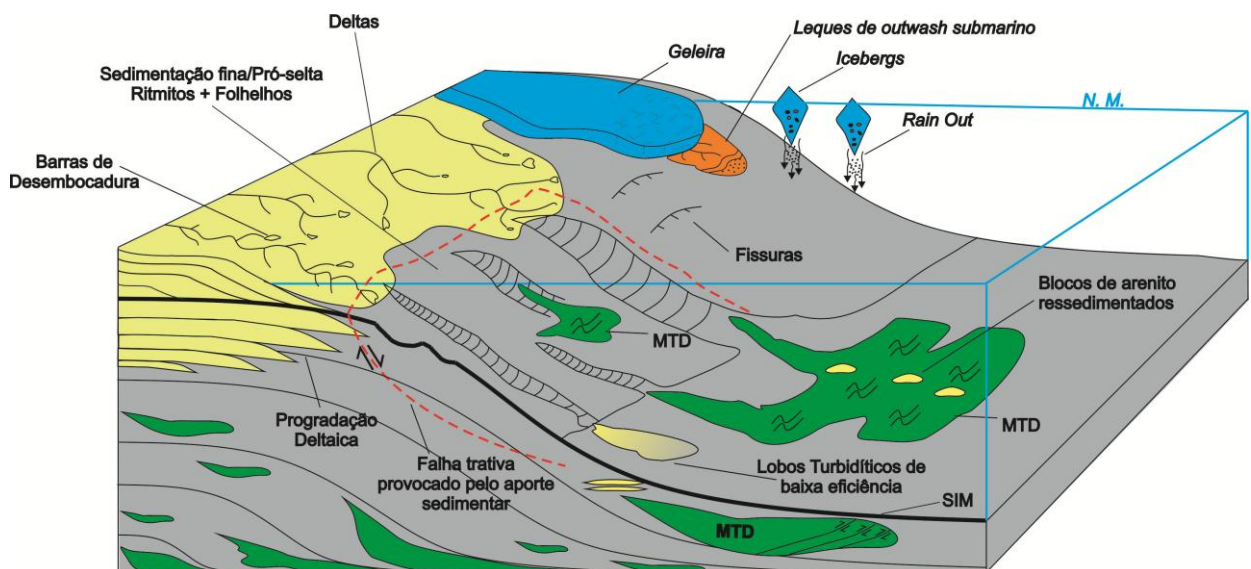


Figura 12 – Modelo deposicional esquemático para a área de estudo. Progradação deltaica sobre uma plataforma glacio influenciada, gerando instabilização e fluxos gravitacionais.

Em contrapartida, fluxos de massa podem relacionar-se tanto a variações relativas do nível do mar quanto ao aumento do aporte sedimentar (Bouton, 1990; Martinsen, 1994; Brookfield & Martini, 1999). Em se tratando de contexto glacial,

ambos os controles, poderiam estar associados ao degelo, quando há elevação eustática e as taxas de aporte sedimentar aumentam consideravelmente. Considerando que o aumento do aporte sedimentar foi causado pela deglaciação, MTDs foram provavelmente gerados a partir do sobrecarga de sedimentos sobre um talude deposicional.

A profícua presença de MTDs em sucessões progradacionais leva a crer que o suprimento sedimentar gerado durante eventos de deglaciação provavelmente possua uma importância maior no disparo de fluxos de massa do que as variações do nível do mar. Outrossim, blocos ressedimentados de arenitos com estruturas trativas indicam que durante o recuo glacial ocorria instalação de sistemas deltaicos mergulho acima.

Outra importante característica produzida pelos MTDs são as estruturas de deformação penecontemporânea. Algumas destas estruturas detêm indicadores cinemáticos e podem auxiliar em reconstruções paleogeográficas. Eixos de dobras penecontemporâneas, padrão de imbricamento de blocos, superfícies de cisalhamento e falhas de cavalgamento são alguns exemplos destas estruturas (Fig. 4C, 4D). Os afloramentos analisados demonstraram um padrão consistente de transporte para N-NE, indicando paleotalude inclinado grosso modo para norte. Paleocorrentes medidas nos depósitos deltaicos corroboram esse sentido de transporte e indicam relação íntima entre a progradação e os fluxos de massa (Fig. 9).

A pequena expressão em área e volume destes depósitos pode indicar uma ineficiência do sistema em transferir areia até águas profundas, uma vez que boa parte do registro sedimentar concentra-se num estágio análogo ao trato de sistemas de mar alto (*highstand*) (Brookfield & Martini, 1999).

3.6. Conclusões

Apesar de ainda tímido no registro científico sobre depósitos de transporte de massa na Bacia do Paraná (Gama Junior et. al., 1992; Eyles et. al., 1993; Vesely et. al., 2005, Carneiro & Costa, 2006, d'Avila, 2009), a sedimentação gravitacional demonstra ser mais comum do que se imaginava na área estudada. A presença de MTDs no horizonte estratigráfico superior do Grupo Itararé pode atribuir

novas funcionalidades as geleiras carboníferas na deposição proglacial da porção oeste do Gondwana. Significa tratar as geleiras não mais apenas como agentes deposicionais primários de depósitos subglaciais no Grupo Itararé e sim também como principais fornecedores de sedimentos, durante o processo de degelo, para diversos processos marinhos em diferentes condições de lâmina d'água, energia e deposição.

3.7. Agradecimentos

Agradecemos ao projeto “The Carboniferous de-glacial record in the Paraná Basin and its analog in the Paganzo Basin of Argentina”, financiado pela operadora internacional BG E&P Brasil Ltda em parceria com ANP via participação especial. Também agradecemos a Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS) e ao Programa de Pós-Graduação Universidade Federal do Paraná (UFPR).

4. MASS TRANSPORT SEDIMENTATION FROM THE GONDWANIC DEGLACIAL RECORD: A COMPARATIVE STUDY BETWEEN THE ITARARÉ GROUP OF SOUTHERN BRAZIL AND THE PAGANZO GROUP OF NORTHWESTERN ARGENTINA.

AUTHORS: João Filipe SUSS¹, Fernando Farias VESELY²

1 – Federal University of Paraná, Brazil /Post-Graduation Program in Geology

Adresse: R. Engenheiro Rebouças 1769, ap. 202A, ZIP: 80230-040, Curitiba-PR, Brasil. joaosuss@gmail.com.

2 - Federal University of Paraná, Brazil/ Department of Geology

Abstract

The Late Paleozoic deglacial succession of the South American Paraná and Paganzo basins contain thick mass-transport deposits accumulated in glaciomarine environments, forming the stratigraphic record of Itararé and Paganzo groups respectively. Whereas, rock expositions of Itararé Group are strongly limited due to the dense vegetation that covers southern Brazil. The Argentinean Paganzo Group is superbly exposed across the arid Precordillera. In order to better understand the poorly exposed mass-transport deposits of Itararé Group the two units were investigated and compared. In both cases, mass-transport deposits consist of homogeneous to heterogeneous pebbly mudstones, highly deformed and with large blocks of deltaic sandstones. Associated facies are similar, consisting of thin-bedded rhythmites, delta front sandstones and turbidites. The main differences observed are relative to thickness of individual mass-transport deposits, mechanisms of block emplacement, sequence stratigraphic signature and presence of ponded turbidites. It is interpreted that contrasting intracratonic and active margin tectonic settings of the two basins and its consequence for basin floor morphology were the main controlling factor for such differences.

Key Words: mass-transport deposits, Late Paleozoic Ice Age, Paraná Basin, Paganzo Basin

4.1. Introduction

Mass-transport deposits are usually defined as previously accumulated sediments that were remobilized prior to substantial lithification and transported downslope via non-newtonian gravity flows, typically slides, slumps and debris flows (e.g. Meckel, 2010). When pore pressure approaches or balances the normal stress strength, for any reason (e.g. seismic activity, sea level fluctuations, sediment overburden), the shear strength is sufficiently reduced to allow slippage along a basal

shear surface. The degree of internal deformation of the final deposit leads to further classifications as slides, slumps or debris flows (Hampton, 1972; Martinsen, 1984).

In recent years stratigraphic relevance and economic implications of subaqueous mass-transport deposits have dramatically grown. The development of 3D seismic has provided crucial progress on the investigation of geometry, spatial relationships and deformation patterns of these deep-water deposits (e.g. Posementier and Kolla, 2003; McGilvery et al., 2004; Frey Martinez et al., 2005; Moscardelli et. al., 2006; Gee et al., 2006; Bull et al., 2009; Amerman et al., 2009, Alves and Cartwright, 2010). In addition, the study of outcrops of ancient deep water successions has shown the complexity of mass-transport deposits at a smaller scale (e.g. Lucente and Pini, 2003; Strachan, 2006; Amerman et al., 2007; Armitage et al., 2009; Dysktra et al., 2011; King et al., 2011; Alsop and Marco, 2011; 2012).

Mass-transport deposits are common features in the slope and base of slope environment, and can vary greatly in dimensions, geometry, composition and level of internal deformation. Mass transport can either modify previously accumulated sands as well as create a bottom morphology which controls the paths of turbidity currents, being thus of great relevance for the exploration and development of deep water reservoirs. In this context, outcrop studies can provide a high resolution approach to document compositional, textural and structural attributes of mass-transport deposits, as well as the spatial relationships between mass-transport deposits and other types of deep water deposits.

Mass-transport deposits and associated gravity flow facies are relatively common in the Late Carboniferous to Early Permian deglacial record of Gondwana, such as the South American basins of Paraná (e.g. Gama Jr. et al. 1992; Eyles et al., 1993; Vesely and Assine, 2006) and Paganzo (e.g. López-Gamundí 1991; Fernandez Sevezio and Tankard, 1995; Kneller et al., 2004; Dykstra et al., 2006, 2007). The Itararé Group of southeastern Brazil, for instance, includes a thick succession composed mainly of glacially influenced marine deposits, in which gravity flow facies are very significant. For many years, however, these deposits were interpreted as subglacial deposits due the presence of pebbly mudstones (diamictites) and large scale deformational structures.

A limitation on the study of mass-transport deposits in the Itararé Group, including its distinction from glaciogenic features, is the lack of laterally extensive outcrops due to the dense vegetation cover typical of southern Brazil's climate. The small size of exposures difficult the observation of large blocks (several meters to

hundreds of meters large) typical of mass-transport deposits. Nevertheless, in the time-equivalent Paganzo Group of northwestern Argentina, extensive and world class exposures of mass-transport deposits and associated facies occur across the arid Precordillera, consisting of an excellent analog for the Itararé Group.

The present paper intend to contribute to a better understanding of mass-transport deposits present in the Itararé Group (Paraná Basin) on the basis of a comparative analysis with the Paganzo Group (Paganzo Basin) of northwestern Argentina. Four sites were selected in both basins for detailed field examinations of mass-transport deposits and related facies, the Cerro Bola locality in La Rioja province, Argentina, and the Porto Amazonas, Campo do Tenente and Mafra areas, in southern Brazil (Fig. 1). While Cerro Bola consists of a natural exposure about 1 kilometer high and seven kilometers wide, the Itararé Group rocks are found in disconnected road cuts and quarries, which mean that scale of observation are different between the two basins.

4.2. Geological Setting

During the Late Carboniferous to Early Permian, South America was part of western Gondwana and was strongly affected by glaciations (e.g. Frakes and Crowell 1969; Isbell et al, 2009). Basins located in the interior and near the proto-Pacific margin of the supercontinent were filled with thick successions of sediment accumulated during repeated deglacial phases (e.g. Santos et al., 1996; Limarino et al 2006). The Paraná and Paganzo basins have a similar deglacial record represented by the roughly time equivalent Itararé Group and Guandacol Formation respectively (e.g. Eyles et al. 1995; Limarino & Spaletti, 2006, Holz et al., 2010). In both units gravity flow deposits and penecontemporaneous deformation attributed to slumping have been documented by several researchers (e.g. López-Gamundí 1991; Gama Jr. et al. 1992; Eyles et al., 1993; Fernandez Sevezo and Tankard, 1995; Kneller et al., 2004; Dykstra et al., 2006, 2007; Milana et al. 2010). In order to outline the geological setting in which the studied deposits are placed, in this section we present a brief summary of the two units.

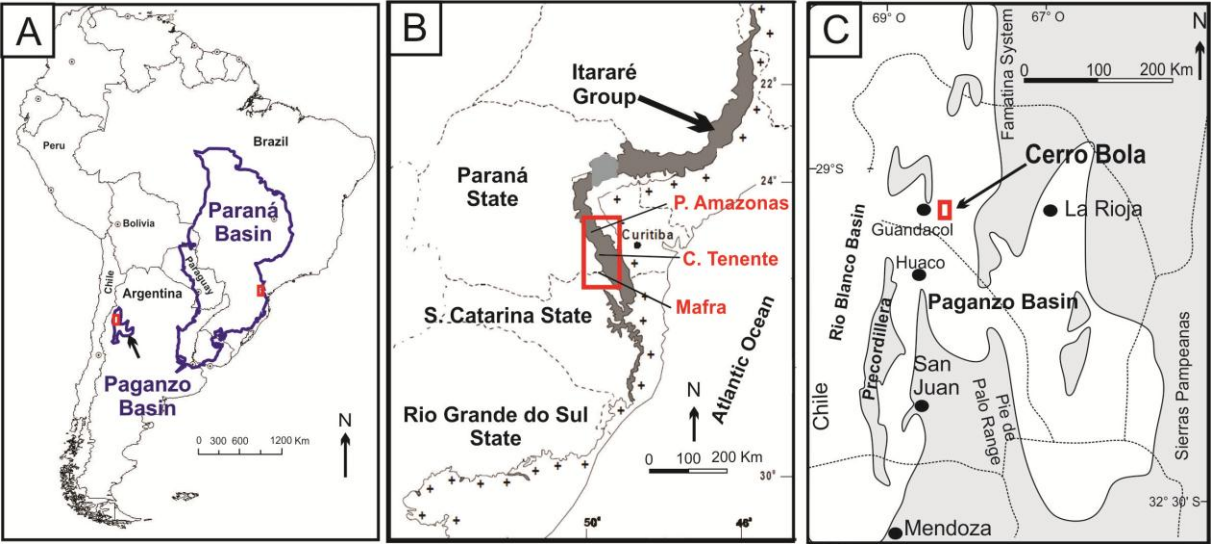


Figure 1 – Localization map of the studied areas. A) Basins limits within the South American continent. B) Studied area in Paraná Basin. C) Studied area in Paganzo Basin (Modified from Limarino et al. 2006).

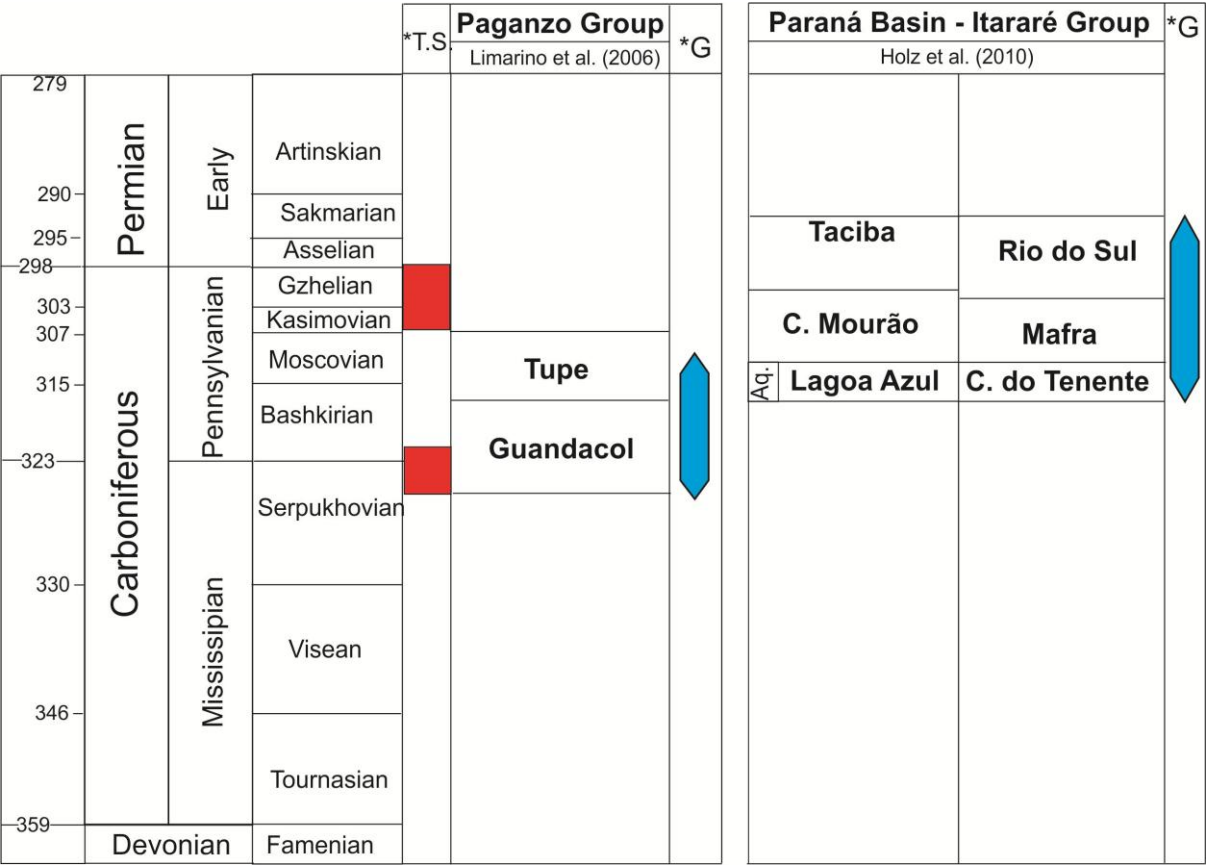


Figure 2 – Simplified chrono-stratigraphic chart from Paganzo and Paraná basins. T.S. – Intervals studied in this paper; G – Period under glacial influence.

4.2.1. Itararé Group

The intracratonic Paraná Basin is the largest Paleozoic basin of South America comprising around 1.600.000km², including parts of Brazil, Argentina Paraguay and Uruguay. The basin overlies Precambrian to Early Paleozoic metamorphic, igneous and sedimentary units ultimately accreted during the Late Proterozoic Brasiliano orogenic cycle. The most accepted mechanism for basin initiation is oblique rifting due to extensional reactivation of basement structures (Milani, 1997), followed by a long history of sag. The basin shows a long history of sedimentation between the Late Ordovician and the Late Cretaceous (Milani et al., 1994).

The records of the Late Paleozoic glacially influenced sedimentation are placed within the Itararé Group (Gordon Jr., 1947), which ranges in age from the Late Bashkirian to the early Sakmarian, with a total time span of about 25 Ma (Fig. 2). For many years, researchers assumed direct glacial influence on deposition and the occurrence of glacio-terrestrial depositional environments in the Itararé Group mainly (e.g. Leinz 1937; Almeida, 1948; Canuto, 1985). Subsequent authors suggested marine influence at least in the upper part of the Itararé Group (Sanford and Lange, 1960; Schneider et al. 1974; França and Potter 1988). Gravity-driven sedimentation was first discussed by Salamuni et al. (1966), through the interpretation of low density turbidity currents near Mafra and Rio Negro, in the southeastern part of the Basin. More recently, increasing evidence for subaqueous gravity flows were provided (Gama Jr. et al., 1992; Eyles et al., 1993. França et al., 1996; Vesely and Assine 2004; 2006 and d'Avila, 2009), which have brought considerable changes in the environmental interpretations.

4.2.2. Paganzo Basin

The Paganzo basin is located in northwestern Argentina (Fig. 1). The basin, together with the contemporary Rio Blanco and Calingasta-Uspallata basins to the west, is part of a group of pericratonic, late Paleozoic basins subsequently deformed by the Cenozoic Andean orogeny. The Paganzo basin lies upon a substratum

composed of Precambrian to Devonian rocks and is filled with Carboniferous to Permian deposits of the Paganzo Group, which include, from base to top, the Guandacol, Tupe and Patquía formations and its equivalents (Fernandez Seveso and Tankard 1995). The formative tectonic mechanism of the Paganzo Basin is that of an extensional, retro-arc foreland basin (Ramos 1988) related to the Punta del Agua volcanism to the west (Limarino et al. 2006).

The paleogeography of the Paganzo Basin can be divided in two domains or sub-basins, eastern and western, characterized by continental and transitional/marine conditions respectively (Pazos 2002; Limarino et al. 2006). During the Mid-Late Carboniferous the Paganzo Basin received significant influence of the Gondwana Glaciation (Eyles et al., 1993; Limarino and Spalleti, 2006; Limarino et al., 2006). The glacially influenced sedimentation is well recorded as cycles of glacial advance and retreat within the Guandacol Formation, the lowermost unit of the Paganzo Group (López-Gamundí et al., 1992; Fernandez Seveso and Tankard, 1995, López-Gamundí and Martinez, 2000; Pazos 2002; Limarino et al., 2006).

The deglacial sedimentation in the Paganzo Basin was strongly influenced by the paleorelief of the “Proto-precordillera”, a mountain range uplifted during the Devonian and geographically coincident with the modern Precordillera (Limarino et al. 2006). As a result of these uplifted terrains, part of the Carboniferous deposits is confined within paleofjords that preserve thick successions of shallow to deep water sediments largely influenced by gravity flows (Kneller et al. 2004; Dykstra et al. 2006).

The Cerro Bola area is located in the western domain of the Paganzo Basin, few kilometers south of the type locality of the Guandacol Formation (Fig.1C). The Cerro Bola consists of a large west-vergent, north-south oriented, hanging wall anticline related to the Neogene to Holocene Pampean Range orogeny (Zapata and Allmendinger 1996; Dykstra et al. 2011). Cerro Bola exposes Late Carboniferous to early Permian strata belonging to the Guandacol, Tupe and Patquía formations (Caselli and Limarino 2002). The glacially influenced succession, where mass-transport deposits take place, is included in the Guandacol Formation according to Milana et al. (2010).

4.3. Characteristics of mass-transport deposits

In both studied basins mass-transport deposits are associated with glacially influenced marine to transitional facies associations (e.g. Santos et al., 1996; Pazos, 2002; Limarino et al., 2006; Milana et al. 2010). The term diamictite (Flint, 1960) is used here as a descriptive name to define poorly sorted admixtures of mud, sand and gravel supported by a muddy or sandy-muddy, homogeneous or heterogeneous matrix. The term rhythmite is used to describe heterolithic facies characterized by regular (rhythmic) alternation of fine sand and mud in the form of sharp-based, tabular, graded beds with thickness ranging from several millimeters to few centimeters. This terminology aims to prevent the use of genetic terms such as varvites and tilites.

In the examined localities of Paganzo and Paraná basins, facies associations are comparable, which points to similar modes of deposition. It includes a great variety of mass-flow diamictites, rhythmites (often with dropstones), and sandstones of deltaic and turbiditic origins. Table 1 demonstrates the main lithofacies identified in the studied outcrops based on adaptation of the facies code by Eyles et al. (1983) and Eyles and Eyles (2000).

Lithologic Group	Facies	Description	Paganzo	Paraná
Diamictites	Dmm	Muddy diamictite		X
	Dmm(d)	Muddy diamictite, ressedimented blocks and sin-sedimentary deformation features	x	X
	Dm(d-b)	Silty diamictite, ressedimented blocks and sin-sedimentary deformation features	x	X
Rhythmites (Heterolitic)	Rlr	Thin bedded rhythmites with ripples	x	X
	RI(d)	Thin bedded rhythmites with dropstones	x	X
	RI(sl)	Thin bedded rhythmites with sole marks		X
Shales	FI	Shale		X
	F(d)	Shale with dropstones	x	X
Sandstones	Sg	Sandstones with normal grading	x	X
	Sh	Laminated sandstone	x	X
	Sm	Massive sandstone		X
	Sc	Sandstone with thought cross-stratification	x	X
	Shs	Sandstone with hummocky cross-stratification		X
	Ss	Sandstone with sigmoidal cross-stratification	x	
	Sr	Sandstones with climbing ripples	x	X

Table 1 – Schematic table showing the several facies similarities among the Paganzo and Paraná Basin. Facies coding follows an adapted model to the local geology from Eyles et. al., (1983). Mass-transport deposits are contained in the diamictites group.

4.3.1. Cerro Bola

The local stratigraphy of Cerro Bola was recently reviewed by Milana et al. (2010), who identified mass-transport deposits in at least three different stratigraphic levels. This study focuses on the lowest and largest one, which is about 180 meters thick and extends laterally over approximately 7 kilometers (Fig. 3A). The basal contact of the mass-transport deposit is a highly erosive surface cut onto cross-stratified sandstones (facies Ss and Sc) interpreted as deltaic deposits (Milana et al.

2010). The top is marked by an abrupt boundary overlaid by sheet-like beds of graded sandstones interpreted as turbidites (Milana et al. 2010).

The matrix of the mass-transport deposit is essentially composed of mud and minor proportions of fine sand, which is the result of progressive mixing of thin-bedded rhythmites with ice rafted debris, the main protolith. The matrix often sustains sandstone blocks ranging in size from few meters to tens of meters. These blocks, which may have sigmoidal cross stratification, climbing ripples and internal deformation, are clearly part of the underneath deltaic beds (Figs. 3B, 3C, 3D). The contact between the mass-transport deposits and the underlying sandstones is a scoured surface with large scale injections from the overlying mass-transport deposits and plucked sandstones blocks resting near the contact (Figs. 3A, 3B).

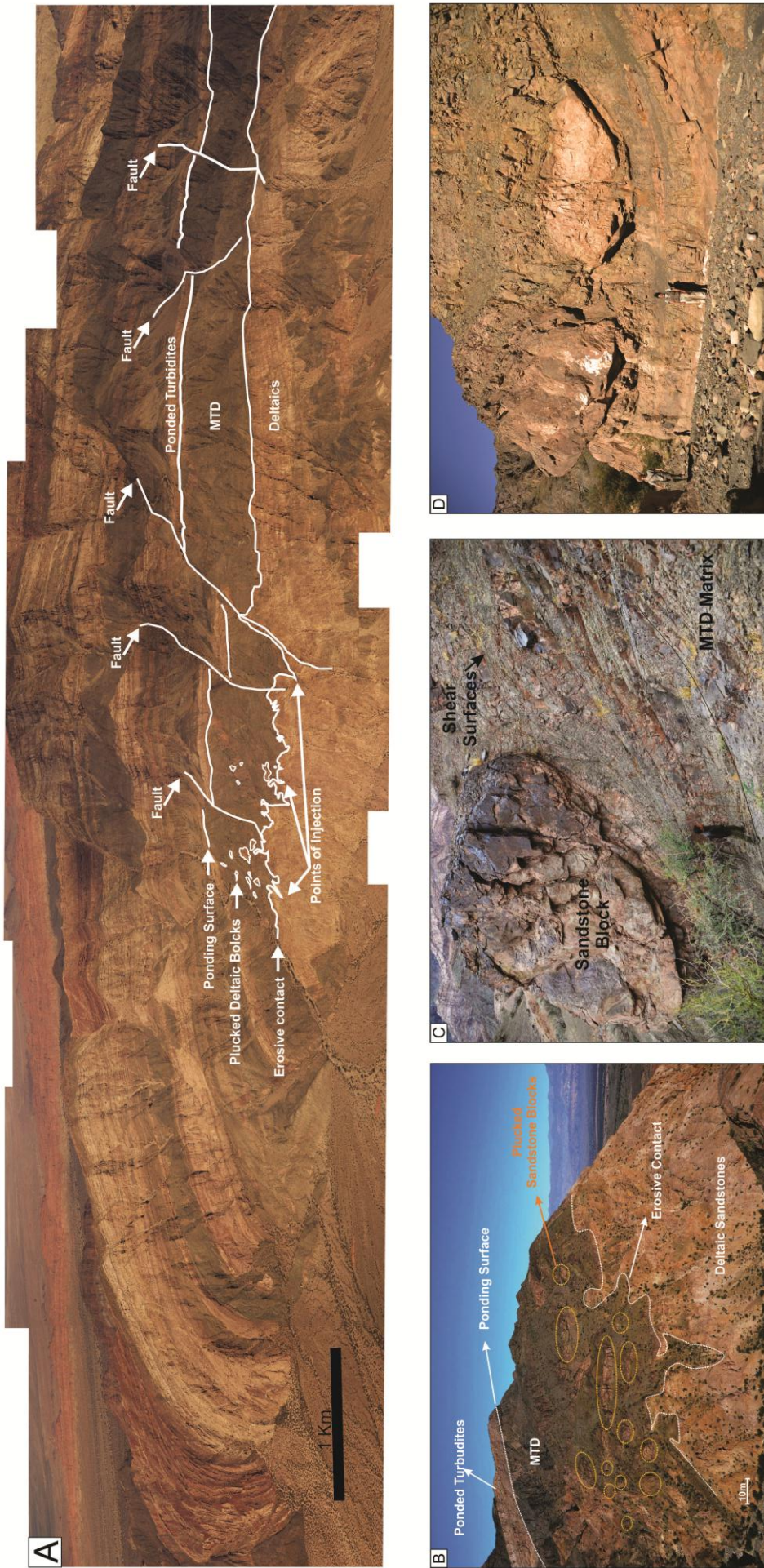


Figure 3 - Cerro Bola overview and features: A) complete overview of Cerro Bola area. The aerial image evidences the basal erosive contact and the sand blocks plucked from the underneath deltaic beds by the MTD motion. The upper topography also is highlighted ponding sand turbidities. B) Detailed panorama about the main MTD structures. C) Plucked sandy block incorporated within the MTD and surrounded by highly deformed mud matrix with evident shear surfaces at the bottom of the deposit. D) Scattered and boudinaged sandstone blocks within the muddy matrix at the bottom of the deposit.

Cerro Bola MTD -1 Subdivision

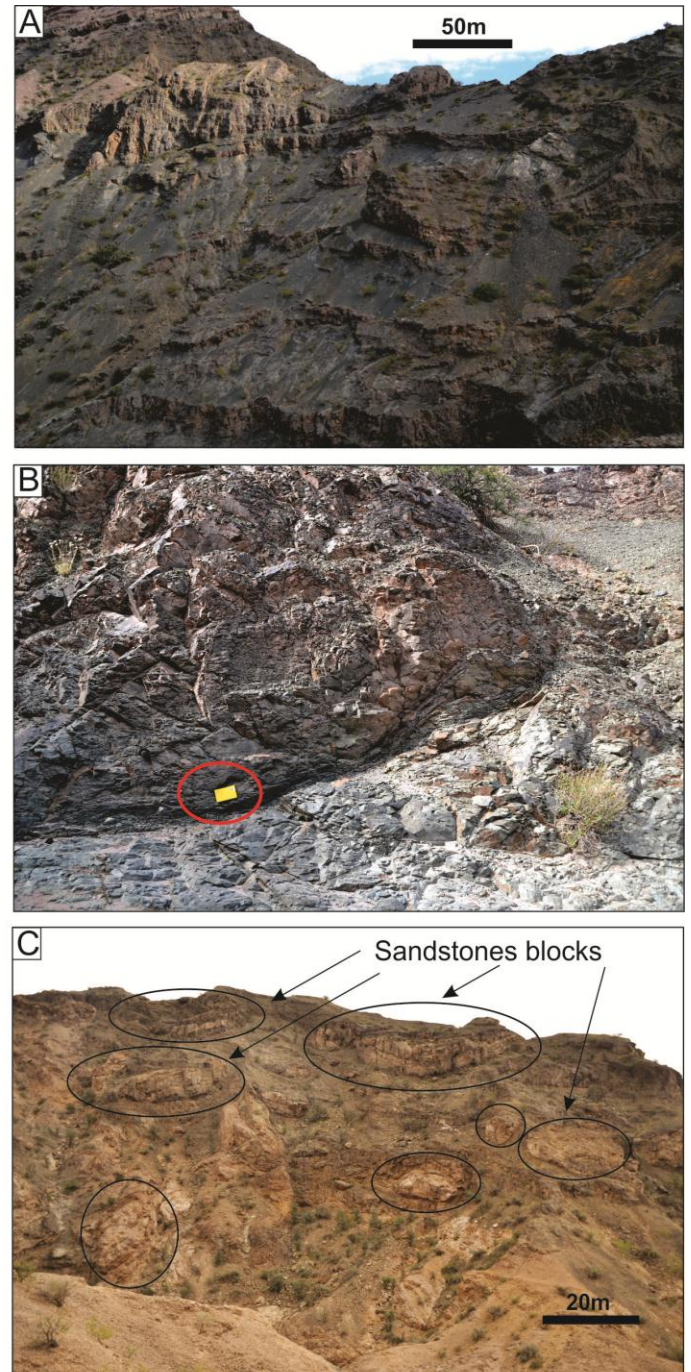
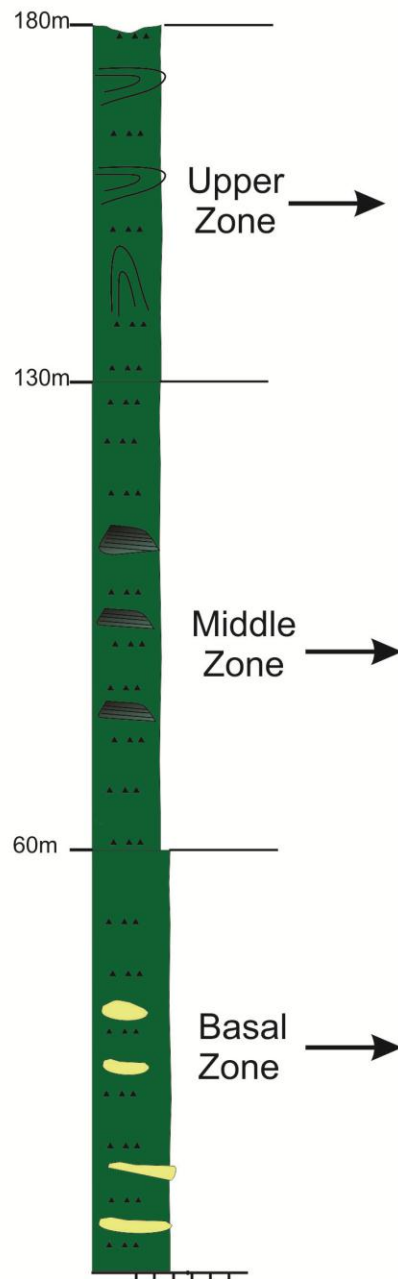


Figure 4 – Internal subdivision of MTD-1 from Cerro Bola, Argentina. A) Upper zone marked by intense folding and deformation. B) Deformed rhythmite block in the middle zone. C) Metric sandstone blocks within the basal zone of the MTD.

The mass-transport deposit can be divided into three zones, which includes different textural and structural patterns (Fig. 4). Characterized by abundant sandstone blocks, the lower zone (~60m thick) is well differentiated within the deposit. Most of the blocks are between 5 to 100 m in largest dimension (typically parallel to the lower boundary) and still preserve the relict sedimentary structures.

The blocks have commonly lenticular to rounded geometry, sometimes with intense shearing and boudinage (Fig. 3C-D). The incorporation of sand into the matrix is consequently more extensive in this zone, especially around the blocks. Small scale matrix injections within the blocks are quite common. Deformed, small scale sand streaks are also common next to the blocks (Fig. 5B), most of them associated with rotation and shear surfaces. These sand streaks may exhibit kinematic indicators which suggest a main transport direction towards the west-northwest. Discrete folding is present in this zone in the form of medium-scale (metric) sheath folds. Extreme deformation by simple-shear is also evident not only around or near the sandstones blocks but throughout the matrix.

A decrease in the amount of sandstones blocks and the appearance of decimeter scale and rounded siliceous concretions define the middle zone (~70m thick). In some places the smaller amount of sand in the matrix is very evident, marking a distinct boundary between the lower and middle zones. The middle zone is also characterized by decametric folds visible in zones within the matrix that still preserve the original bedding of the protolith (Figs. 4B, 5C).

The upper zone (~50m) exhibits an intense degree of internal deformation such as thrust faults tens of meters long associated with large scale folds and shear zones. These structures have a consistent W-NW vergence (Dykstra et al. 2011). Folds are generally recumbent, non-symmetrical and non-cylindrical, often presenting sheath geometry. It suggests continuous heterogeneous shear strains (Figs. 5D, 6) rather than multiple discrete folding events.

The top of the mass-transport deposit is marked by an undulated surface with wavelengths of tens to hundreds of meters (Fig. 5A). The troughs are filled with a 60 to 70 meters thick coarsening upward succession composed, from base to top, of thin-bedded rhythmites (5-10 m) and sandy turbidites (50-60m). These turbidites were clearly ponded onto the irregular topography developed onto the mass-transport deposit, a kind of turbidite system commonly observed in mass-transport dominated slopes (Armitage et al., 2009; Milana et al., 2010; Dykstra et al., 2011; Fairweather, 2013).

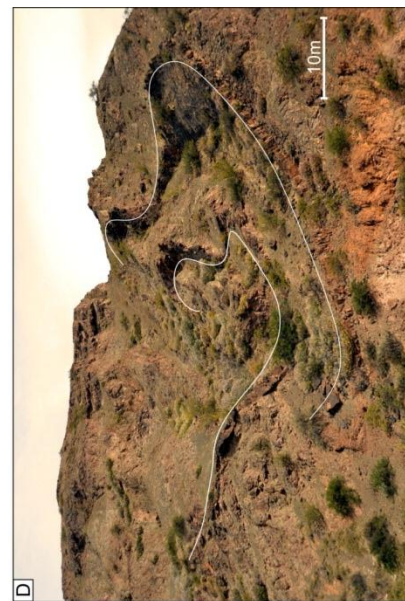
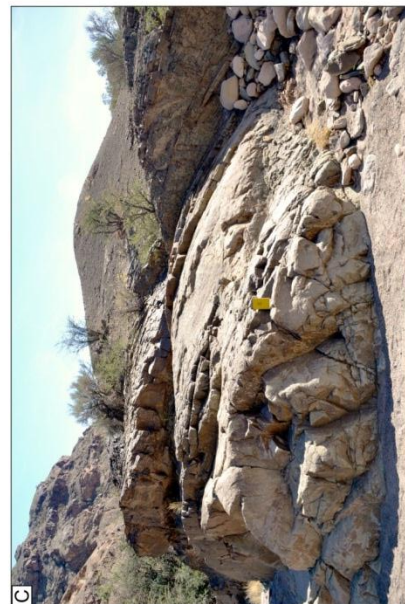
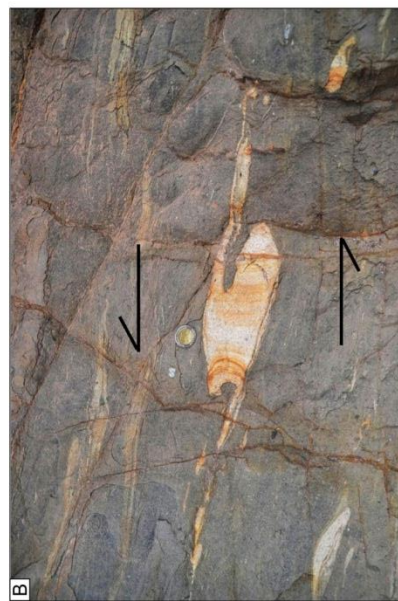
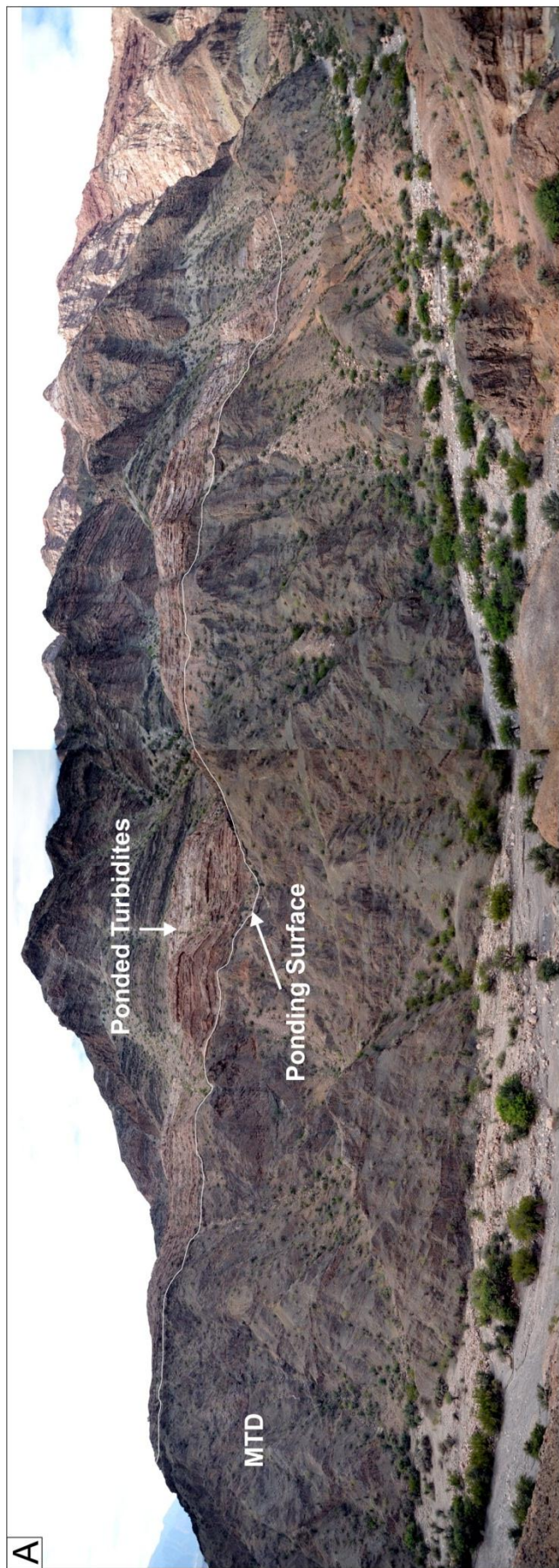


Figure 5 - Ponding surface and strain features. A) Outcrop view of the upper topography from the MTD. Ponded turbidites lies over the cohesive flow. B) Deformed block of thin-bedded turbidite within the matrix at the intermediate zone. C) Deformed sand streak showing a kinematic indicator with dextral movement towards N-NW. D) Refolded big scale sheath fold at the upper part of the MTD.

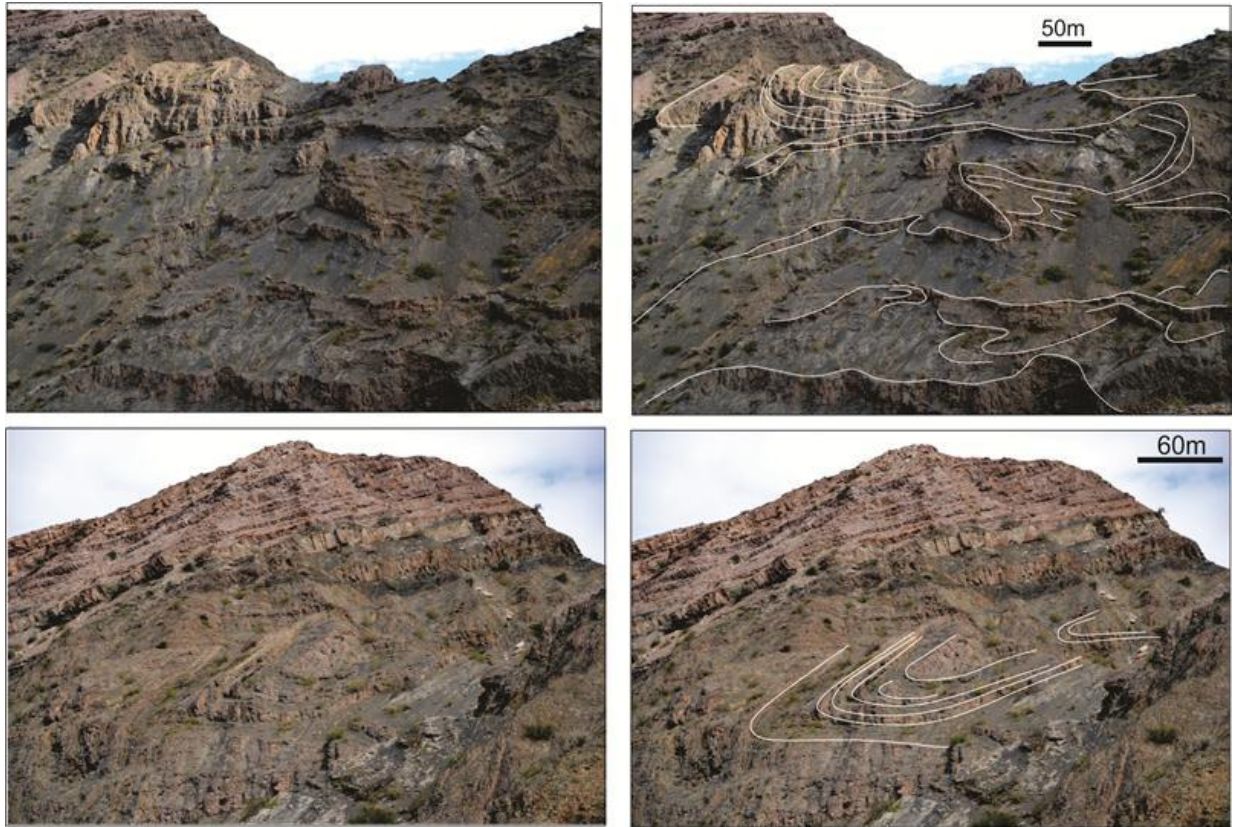


Figure 6 - Large scale multiple folding deformations at top of the MTD in Cerro Bola.

4.3.2. Porto Amazonas, Campo do Tenente and Mafra

These three localities in southern Brazil, although not continuously exposed, are representative of the lower to middle part of the Itararé Group and record a total thickness of about 400m of glacially influenced sedimentation. As structural dip is about 1 degree or less towards the southwest, the vertical succession can be traced in a north-south direction following the path of BR-116 highway between Campo do Tenente and Mafra. In general terms, stratigraphy is composed of an alternation of pebbly mudstones (rain –out diamictites and MTDs), marine shales and rhythmites, sparse sandy turbidites and shallow marine sandstones.

Common to all MTDs are muddy matrix with variable sand content, extrabasinal pebbles, boulders and blocks of sandstones, shale and thin-bedded turbidites. Internally they may be homogeneous, or deformed with clear evidence of the original sedimentary structures (Fig. 7A, 7B). Extrabasinal clasts, mainly

composed of igneous and metamorphic rocks from the Precambrian basement, are interpreted as ice-rafted debris, originally delivered by icebergs to the marine environment that were subsequently resedimented and incorporated within the MTDs.

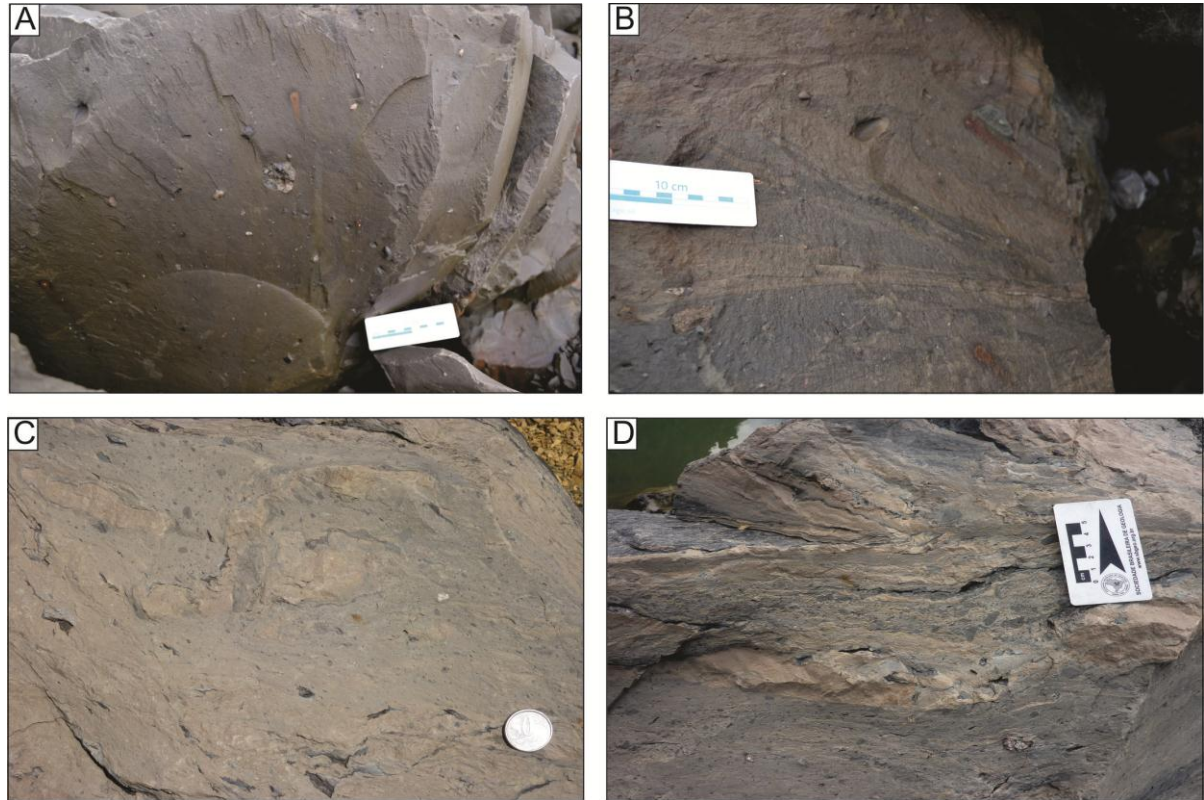


Figure 7 - MTD structures from Paraná Basin, Itararé Group. A: Typical muddy matrix with sparse centimetric clasts. B: Example of shear surface within the MTD. C-D: Different stages of MTD's matrix brecciation.

In Porto Amazonas area one MTD unit was recognized, which consists of about 10 meters thick highly homogenous muddy-sandy diamictite. Sandstone blocks are rare, relatively small and located near the top of the unit. Except for very local low angle faults, sand injections and tight small scale folds, deformation features are not discernible due to the high level of weathering of these rocks. Thick-bedded, poorly sorted, amalgamated sandy turbidites with widespread mud intraclasts sharply overlie the MTD (Fig. 8). In some cases, as in the Paganzo case study, a few meters thick, thin-bedded rhythmites rich in dropstones occur between the MTD and the turbidite sandstones.

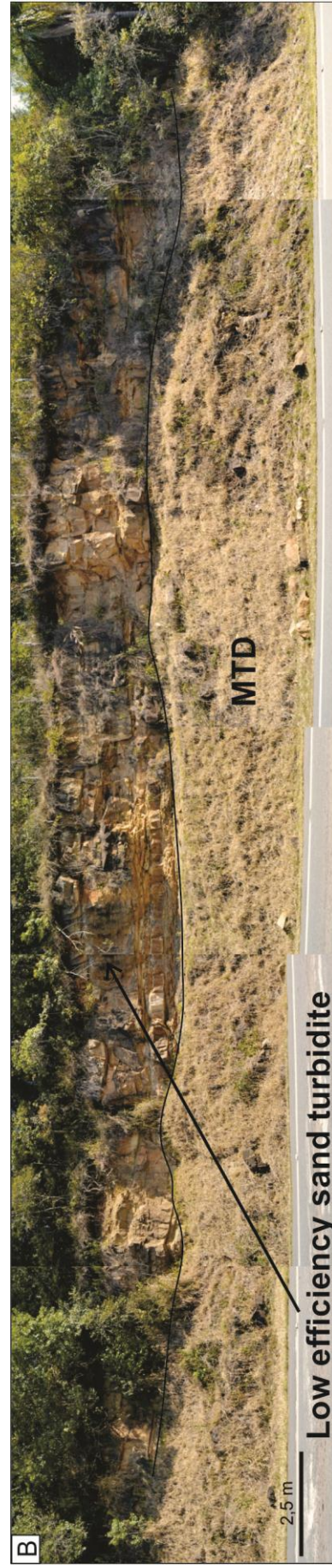


Figure 8- Overview of main Porto Amazonas outcrops, Itararé Group, Brazil. A and B) IA and B) Direct contact relationship between MTDs and low efficiency sandy turbidites, opening the possibility to ponding scenario.

In Campo do Tenente area MTDs and associated thin-bedded rhythmites were described in two quarries at roughly the same stratigraphic level. The MTDs consist of diamictites dominated by muddy homogeneous matrix, locally with sand streaks. Penecontemporaneous deformation is widespread exemplified by tight to isoclinal folding at small to medium scale, thrust faults, anastomosed shear planes and breccia textures (Figs. 7B, 7C, 7D, 9).

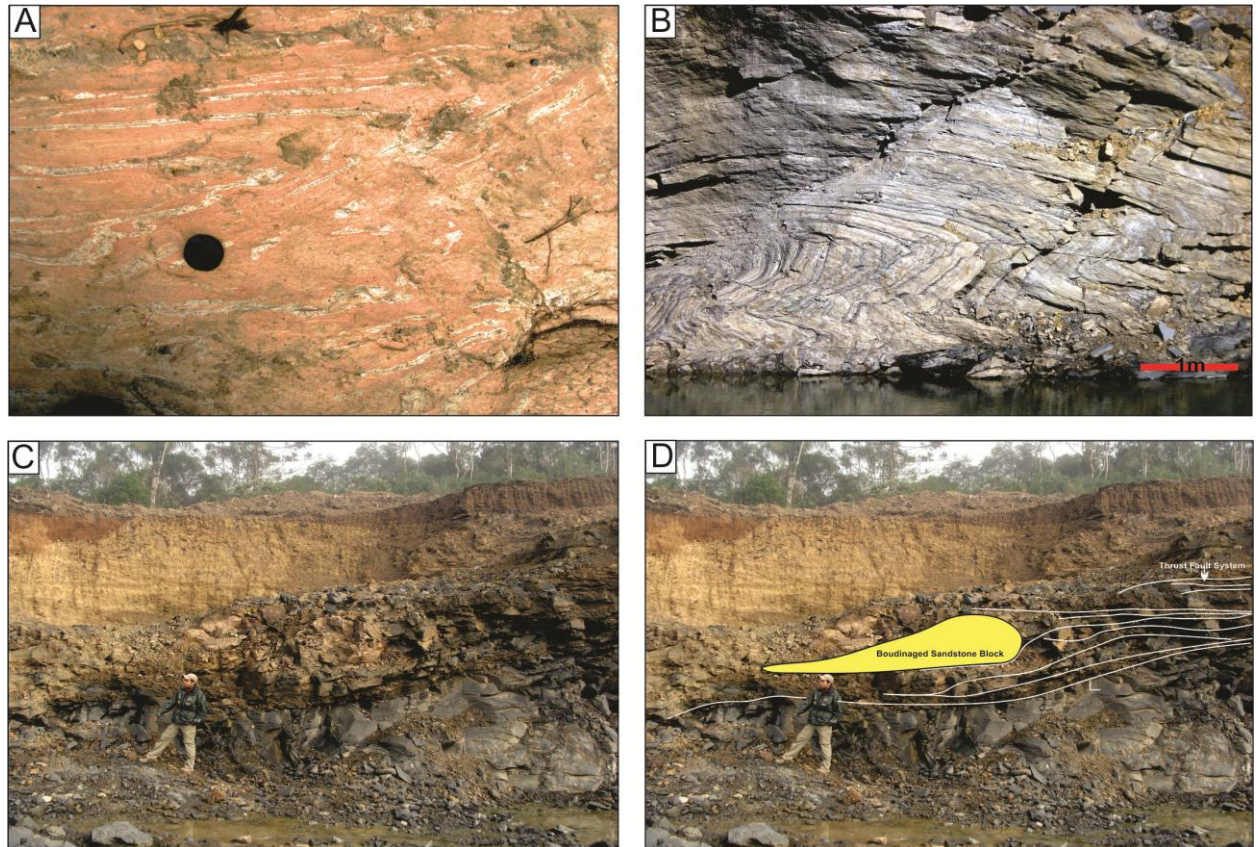


Figure 9 - Penecontemporaneous deformation features in Itararé Group. A) Isoclinal folding in the MTD. B) Deformed rhythmite block within the MTD. C and D) Thrust fault system with rotate sandstone block.

Several meters long, elongated blocks of well to moderately sorted, fine to coarse grain size sandstones are common. The primary sedimentary structures (e.g. sigmoidal cross stratifications, HCS and climbing ripples), indicate original deposition in shallow waters, probably delta front and shoreface settings. Nevertheless, many of these sandstones show some level of internal deformation indicating a semi to non-lithified condition at the moment of failure. Sandstone blocks are mostly concentrated near the top of the MTD units, where they appear horizontally aligned or rotated by the influence of low angle shear planes (Fig. 10).

Mafra area exposes both mud and sand-rich MTDs from the middle section of Itararé Group (Mafra Formation). Muddy MTDs with extrabasinal pebbles and a minor amount of very fine sand are dominant, but the matrix exhibits a higher degree of heterogeneity due to remnant of folded rhythmites and brecciated texture associated with penetrative shear surfaces.

Several meters long blocks consisting of Bouma-like, thin bedded rhythmites occur within the matrix. These blocks exhibit gradational contacts with the matrix. Furthermore, they show a high degree of internal penecontemporaneous deformation, such as load and scour marks, convolute folding, flame structures, small-scale thrust faults and breccia-like texture.

Imbricated sandstone blocks showing hummocky cross stratification and climbing ripples are also present (Figs. 11A, 11B). Disrupted shale intraclasts, which can reach meter scales, suggest a considerable erosion power of the mass flows.

According to Woodcock (1979) and Alsop and Marco (2011; 2012) the use of the kinematic evidences in deformational penecontemporaneous structures and the asymmetry of slump folds can indicate paleoslope position. Normally this kind of down-slope verging syndepositional folding produces fold axes parallels to the slope position. In Paraná basin case measurements of folds and shear surfaces indicate that flow was towards north-northwest, confirming the previous ideas from França and Potter (1988), Eyles et al. (1993) and Vesely and Assine (2006) that the paleoslope dips northwards (e.g. Fig. 11D, 11E).

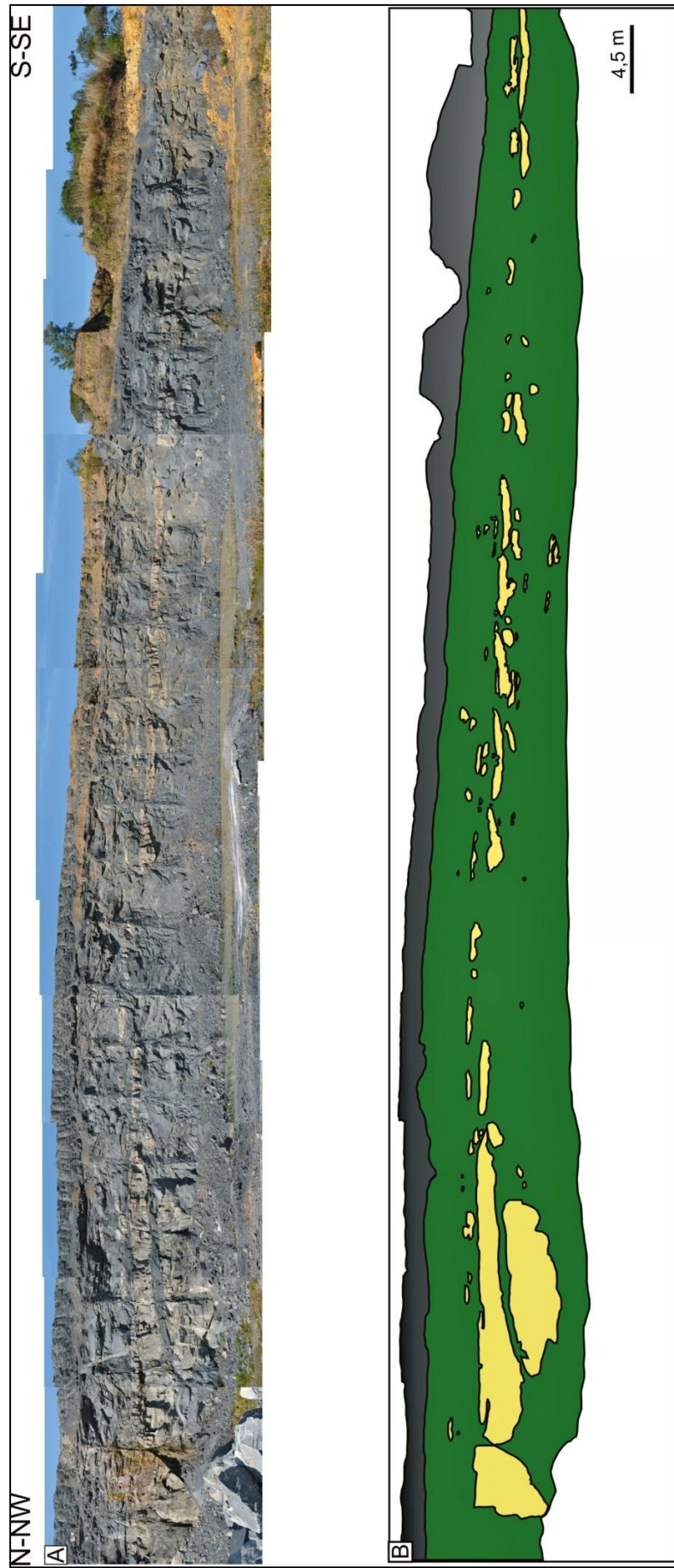


Figure 10 - MTD from Itararé Group, Campo do Tentente locality. Brazil. MTD with imbricated rafted shallow marine sandstone blocks and draped by rhythmites..

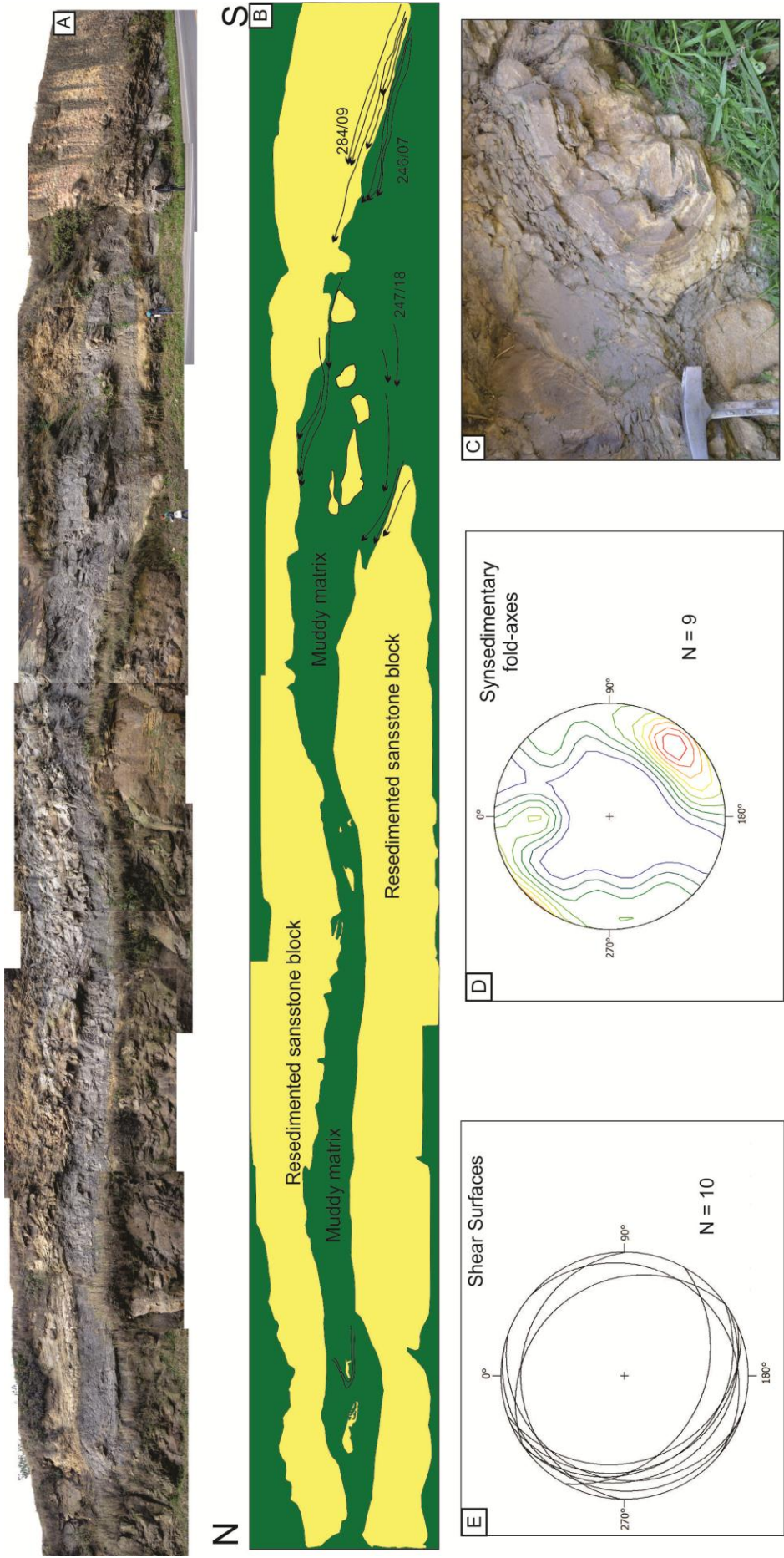


Figure 11- A and B) Mass transport deposit from Mafra Area. Big scale sandstone blocks within muddy MTD. Arrows indicate shear surfaces transport direction. C) Small scale recumbent syn depositional fold. D-E): Stereographic projection of fold axes and shear surfaces from the outcrop.

4.4. Comparing mass-transport deposits from Paraná and Paganzo

Although being equivalent in terms of age, facies characteristics and depositional setting, mass-transport deposits of the Itararé and Paganzo groups have some important differences. In this section we explore these differences and similarities by comparing the two units according to selected attributes of the mass-transport deposits observed in the field (Tab. 2).

MTD Attribute	Cerro Bola	Porto Amazonas, Campo do Tenente and Mafra
Depositional context in the C-P Glaciation	Marine and deltaic	Marine and deltaic
Main protolith	Thin-bedded rhythmites	Thin-bedded rhythmites and deltaic sandstones
Thickness	Several tens of meters	10 to 20 meters
Mechanism of block emplacement	Plucking from underlying beds	Collapse from updip positions
Soft-sediment deformation	Folds, thrust-faults, shear planes and sand streaks	Folds, thrust-faults and shear planes
Stratigraphic framework	Retrogradational	Progradational
Possible trigger	Rapid sea-level rise	Sediment loading
Ponded sandy turbidites	Confirmed	Especulative

Table 2 - Comparative table between the main MTDs attributes focused in this paper.

4.4.1. Thickness and Lateral Continuity

The Itararé Group in the studied area has at least six units of mass-transport deposits interbedded with rhythmites, shale and sandstones through a 400 meter thick succession. Because of the poor continuity of the exposures, the dimensions of individual deposits can be only estimated. The quarries near Campo do Tenente, for instance, cut the same stratigraphic level, where at least two mass-transport deposits occur sandwiched within shales and thin-bedded rhythmites. The minimum lateral continuity is thus about 18 kilometers, which is comparable to Cerro Bola, where the

mass-transport deposit can be traced continuously on the oblique aerial photo of figure 3A.

It was not possible to measure the entire thickness of a mass-transport deposit in the Itararé Group because outcrops are few meters high. In the quarries and road cuts near Campo do Tenente, Mafra and Porto Amazonas, the minimum exposed thickness is between 8 and 12 meters. A maximum thickness of about 20 meters can be estimated based on vertical sections, but as the exposures are not continuous, this value may represent amalgamated units instead of individual ones. In spite of uncertainty, mass-transport deposits of the Itararé Group are probably 8 to 20 meters thick, which is much less than the 180 meters measured in Cerro Bola. In contrast to the Argentinean case study, internal sub-divisions could not be confirmed in the Itararé Group because the entire thickness of the deposits was not exposed. However, large sandstone blocks tend to concentrate in specific horizons.

The upper and basal contacts of Itararé Group's mass-transport deposits are always flat within the extent of the exposure, giving the idea that these deposits have a near sheet-like (tabular) geometry. The mass-transport deposit of Cerro Bola, in the other hand, has an approximately constant thickness but is bounded on base and top by irregular surfaces (Fig. 3A, 3B). These irregularities are in general of low amplitude and wavelengths of up to hundreds of meters, which means that, if similar features are present in the Itararé Group they are probably undetectable due to exposure limitations.

Differences in thickness and horizontal continuity of mass-transport deposits may be due to contrasting morphologies of the basin floor in the two studied areas. Size of the two basins is very different, with Paganzo being small in comparison to the continental dimensions of the Paraná Basin. Moreover, while Paraná Basin had gentle gradients typical of intracratonic sag basins, Paganzo Basin is compartmentalized in sub-basins separated by basement highs (e.g. Limarino et al. 2006; Milana et al, 2010).

The existence of an irregular bottom morphology in the Paganzo Basin during the Carboniferous has been demonstrated (Kneller et al. 2004; Dykstra et al. 2006; Milana et al. 2010), suggesting that deglaciation took place in a high relief setting. Confinement of mass-transport deposits in paleovalleys could have hampered its lateral dispersal, resulting in thicker deposits. In the other hand, the absence of

lateral restraining in the Paraná Basin probably favored the generation of thinner mass-transport deposits.

4.4.2. Source of sandstone blocks

Shallow-water (fluvio-deltaic) sandstone blocks in Campo do Tenente and Mafra are usually observed with their long axis aligned horizontally or imbricated, and are often located in the upper half of the mass-transport deposits (Fig. 10). In a vertical log measured south of Campo do Tenente, similar facies were observed in its original position, tens of meters above the mass-transport deposit, forming a progradational stacking pattern. These characteristics suggest that the blocks derived from upslope due to the collapse of a prograding delta front, a phenomenon which is quite common in shelf-edge deltas (e.g. Steel et al. 2003). In addition, absence of sandstones below the mass-transport deposit points against a source beneath it.

In the other hand, sandstone blocks present in mass-transport deposit of Cerro Bola were clearly plucked from the underlying deltaic beds (Fig. 3A, 3B) due to injection from above and associated shear concentrated in the interface between the mass-transport deposit and the underlying sands. Once incorporated, these blocks were transported preferentially at the base of the mass flow and extensively deformed and disrupted. The scours observed at the base of the mass-transport deposit are similar to the erosional features described by Moscardelli et al. (2006) in offshore Trinidad.

4.4.3. Matrix assimilation and homogenization

Both studied areas show strong evidence that the matrix of the mass-transport deposits derived from the assimilation of previous accumulated, semi-consolidated mud-rich deposits, most typically rhythmite and shale deposited in glaciomarine prodeltaic settings. Observation of different levels of matrix heterogeneity and common gradational contact between rhythmite blocks and surrounding

homogeneous matrix (Fig. 9B), suggest that matrix results from disaggregation, mixing and complete homogenization of resedimented blocks.

The downslope movement of rhythmite also resulted in intense internal deformation, such as convolute bedding, foliation and breccia (Fig. 7C; 7D). In the final stages of matrix assimilation, the entire deposit appears as a homogeneous admixture of sand and mud with dispersed extrabasinal pebbles to boulders originally deposited by ice-rafting. This mixing mechanism is a major process by which thick successions of massive diamictites formed in Late Paleozoic glaciated basins dominated by gravity flows (e.g. Eyles and Eyles 2000).

4.4.4. Soft-sediment deformation

Differences in structural styles and patterns of deformation within mass-transport deposits reflect how complex are structural analysis in these rocks (Webb and Cooper, 1988; Wilson et al., 2004; King et al., 2006, Bull et al, 2009; Alsop and Marco, 2011). Mass-transport deposits may show multiple stages of deformation along the transport pathway to final deposition as seen in seismic data (Gee et al., 2005; Moscardelli et al., 2006; Frey Martinez et al., 2006; Bull et al., 2009; Alves and Cartwright, 2010). It is possible that these complexities are a result of changes in composition and rheology (addition of sand and/or expulsion of water), topographic controls at the slope/sea floor and heterogeneous strain distribution (Martinsen, 1994).

The predominance of simple shear structures through the majority of the studied mass-transport deposits is clear in both basins and indicates compression in the zone of decreasing slope gradient (Figs. 3C, 5B, 9C, 9D, 11). Produced structures include reverse faults, shear zones, boudinage, isoclinal, sheath and recumbent folds

In Cerro Bola, a superimposed stage of combined simple shear and pure shear or just transition from compression to extension is present. It is evidenced in outcrop by the generation of large scale normal faulting and a possible superimposed folding history (Fig. 6). This extensional phase occurs probably by spreading and/or

flattening of the mass-transport deposit. When the deposit or part of the deposit is extruded onto the sea floor by sliding, the frictional stress is significantly reduced.

Concerning the predominance of compressive structures, the deposits of the Itararé Group probably accumulated in lower slope to base of slope setting. The Paganzo deposits reveal a more complex or complete history of deformation, with stress variation in at least two dimensions, the flow having passed through various transformations since triggering of mass flow until its complete stop. The existence of such a gradient in the intracratonic Paraná Basin is a polemic issue. It is suggested that extra subsidence caused by ice loading coupled with high sediment supply during deglaciation could have formed depositional slopes inclined enough to trigger failure.

4.4.5. Stratigraphic Framework

The Paganzo and Itararé groups have been described in terms of deglacial sequences by several authors (e.g. Pazos 2002; Kneller et al. 2004; Vesely and Assine 2006, d'Avilla, 2009). The sedimentary record of both units is related to the retreat of glaciers that occupied central-western portion of the Gondwana supercontinent during Late Paleozoic. The volumetric importance of mass-transport deposits in the examined localities indicates that mass failure on subaqueous slopes was a crucial transport and deposition mechanism associated with deglaciation (e.g. López Gamundí, 1991).

Usually associated with thin-bedded rhythmites and black shales, mass-transport deposits from Campo do Tenente and Mafra accumulated in relatively deep waters (i.e. below storm wave base). An assessment on the stratigraphic stacking patterns of these two areas indicates that mass-transport deposits occur in the lower parts of shallowing upward successions (Fig. 12), meaning that mass failure in the Itararé Group happened preferentially during stages of progradation. Collapsed blocks of delta front deposits indicate the presence of deltas up-dip, which suggest overloading due to high sediment supply as the main mechanism causing destabilization of previously accumulated sediments (e.g. Visser, 1997; Brookfield & Martini, 1999).

By the other hand, the examined mass-transport deposit in Cerro Bola is placed within a stratigraphic succession recording increasing water depth towards the top, once it cuts deltaic deposits and is covered by turbidites (Fig.12). The presence of mass-transport deposits on top of a deltaic succession indicates rapid increase in water depth preceding mass failure in order to promote slope displacement towards basin margin. This abrupt base level rise was probably caused by tectonic subsidence considering the fact that the Paganzo Basin was situated in active tectonic setting during the Carboniferous (e.g. Limarino et al. 2006). In this context, marine transgression itself may have served as a trigger mechanism for mass failure.

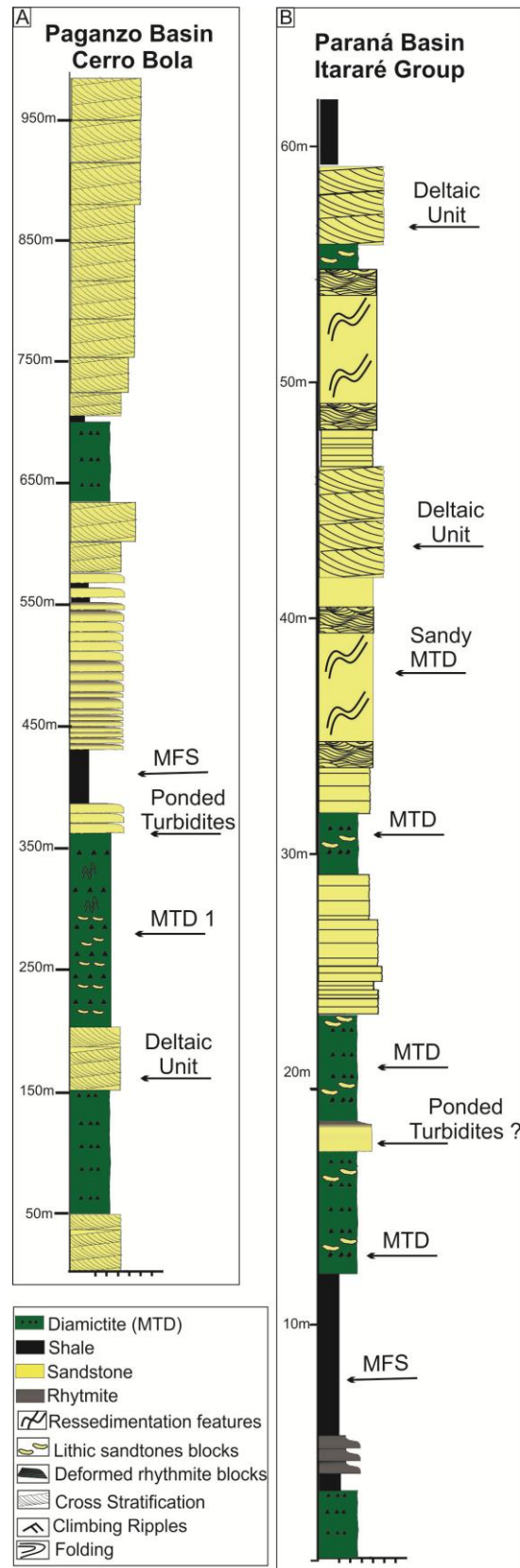


Figure 12 – Stratigraphic columns. Comparison between Paraná and Paganzo stacking patterns. Note different scales.

4.4.6. Ponded turbidites

The Cerro Bola area contains fine examples of ponded turbidites filling topographic lows on top of mass-transport deposits (Fig. 5A). Given the gross similarity between the mass-transport deposits from Paganzo and Paraná basins it is reasonable to consider that similar ponding conditions took place in both areas. Exposures in Brazil are smaller than the wavelength of the ponding topography observed in Cerro Bola, which may explain the fact that top of the mass-transport deposits of the Itararé Group appear always flat.

Although ponded turbidites were not directly observed in the Itararé Group, some indirect evidence points to the existence of this kind of turbidite system, at least locally. Two outcrops in Porto Amazonas (Fig. 8), for instance, exhibit thick-bedded turbidites overlying a mass-transport deposit. The turbidite beds are laterally discontinuous, amalgamated and have high quantities of shale intraclasts, which suggest some degree of confinement. Additionally, ripples are absent and the turbidites are composed of poorly sorted sand, pointing to poorly efficient currents (Mutti 1992) probably due to deceleration and constriction of the flow.

4.5. Conclusions

Based on the examination of mass-transport deposits from Carboniferous deglacial strata of the Itararé Group, southern Brazil, and its comparison with the time-equivalent and better exposed Paganzo Group of northwestern Argentina, some general conclusions can be drawn:

- (1) In both units, mass-transport deposits are associated with relatively deep to shallow water glaciomarine facies, including thin bedded rhythmites, sandy turbidites and delta-front deposits. The mass transport deposits consist of pebbly mudstones (diamictites) with muddy-sandy matrix ranging from highly heterogeneous to homogeneous and resedimented blocks of deltaic sandstones up to tens of meters.
- (2) Mass-transport deposits from Paganzo Basin are one order of magnitude thicker than those from the Paraná Basin, a difference that is probably

related to distinct sizes and morphologies of the receiving basins. While Itararé Group was deposited in a broad intracratonic basin, deglaciation in Paganzo took place in high relief settings controlled by the uplifted Protoprecordillera, where more restricted depocenters may have produced thicker and narrower deposits.

- (3) The mass-transport deposits of Itararé Group in the studied area are clearly part of regressive systems tracts dominated by delta progradation towards the north. Collapse and downslope resedimentation of delta front sands was the main source of sandstone blocks in this case. In the other hand, in the examined locality of the Paganzo Basin sandstone blocks were sourced from beneath due to scouring of underlying, semi-lithified deltaic sands and incorporated mainly at the base of the mass flow.
- (4) Ponding of turbidite sands on the irregular upper topography of mass-transport deposits was an effective mechanism in Paganzo Basin, forming thick successions of ponded sandy turbidites. Indirect evidence of this kind of turbidite system is also present in the studied localities of the Itararé Group. However, further work using shallow geophysical survey (e.g. GPR) is needed to confirm this hypothesis.
- (5) The present comparative study shows that scarcity and poor continuity of exposures are a major limitation in the study of mass-transport deposits in the Paraná Basin. In small outcrops the spatial relationship between diamictites and sandstones cannot be resolved once displaced sandstone blocks are often larger than the area of the exposure. This problem has serious implications for the understanding the depositional architecture at a regional scale because the lateral discontinuity of sandstone units complicates stratigraphic correlation.

4.6. Acknowledgements

We thank BG Brasil and ANP (Brazilian National Oil & Gas Agency) for funding and the universities of Paraná (UFPR), Vale do Rios dos Sinos (UNISINOS) and Aberdeen for academic support and infra-structure.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

- Correlações através do Gondwana durante o Permo-Carbonífero são válidas e podem ajudar fortemente na reconstrução de cenários deposicionais de áreas com baixa exposição de afloramentos.

- As Bacias Paraná e Paganzo tiveram uma história de deposição muito semelhante influenciada pela Glaciação do Gondwana.

- O Grupo Itararé, na área estudada, apresenta um condicionamento marinho-glácio influenciado.

- MTD são depósitos comuns nas duas bacias estudadas e denotam um ambiente marinho profundo com a possibilidade da existência de gradiente ou talude deposicional gerador destes depósitos.

- MTD apresentam uma série de heterogeneidades quando comparados entre si, em termos de composição, estruturas, deformação e posicionamento estratográfico.

- MTD podem ser desencadeados tanto por gatilhos deposicionais quanto tectônicos. Na Bacia do Paraná, ao que tudo indica, foram gerados por sobrecarga de aporte sedimentar, enquanto na Bacia Paganzo, mudanças eustáticas desencadearam os depósitos.

- MTD podem fornecer bons indicadores cinemáticos sin-deposicionais além de indicar a posição do paleo-talude. No Grupo Itararé estes indicadores são compatíveis com o cenário regional.

- Turbiditos arenosos com potencial para reservatórios de hidrocarbonetos podem ser traçados e controlados a partir da topografia gerada pela deposição de MTD.

- Depósitos marinhos rasos/ deltaicos, de caráter progradacional, também compõem o preenchimento estratográfico do Grupo Itararé na área de estudo e estão ligados a retração do gelo.

6. REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Boletim Geologia e Metalurgia*, 5: p. 112-118.
- Alsop, I.G., Marco, S., 2012. A large-scale radial pattern of seismogenic slumping towards the Dead Sea basin. *Journal of the Geological Society, London*, 169, 99–110.
- Amerman, R., Trudgill, B., Nelson, E. P., Gardner, M. H., Arbués, P., Borer, J., Clark, J., Ford, G. L., Ortner, H., Paton, D., Plink-Björklund, P. and Pyles, D., 2007. Comparison of deepwater mass transport complex settings: west Texas; south-central Pyrenees, Spain; northern calcareous Alps, Austria. *Search and Discovery Article #40239*.
- Amerman, R., Trudgill, B., Nelson, E. P., and Pyles, D. R., 2009. 4-D Distribution of Deepwater Mass-Transport Deposits (Late Cretaceous Upper Gosau Subgroup, Muttekopf Area, Northern Calcareous Alps, Austria): Implications for Syn-depositional Structural Reconstruction. *Search and Discovery Article #30108*.
- Alves, T. M., Cartwright, J. A., 2010. The effect of mass-transport deposits on the younger slope morphology, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology* v.27: 2027-2036.
- Armitage, D.A., Romans, B.W., Covault, J.A., Graham, S.A., 2009. The influence of mass-transport-deposit surface topography on the evolution of turbidite architecture: the Sierra Contreras, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. *Journal of Sedimentary Research* 79, 287–301.
- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. 1992. Deltas. In: *Facies Models: Response to Sea-Level Change* (Eds R.G. Walker and N.P. James), pp. 157–177. Geological Association of Canada, St Johns.
- Bigarella, J.J.; Salamuni, R. & Fuck, R.A., 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 3: p.265-276.
- Bohrmann, G., Heeschen, K., Jung, C., Weinrebe, W., Baranov, B., Cailleau, B., Heath, R., Huhnerbach, V., Hort, M., Masson, D., AND Trummer, I., 2002. Widespread fluid expulsion along the seafloor of the Costa Rica convergent margin: *Terra Nova*, v. 14, 69–79.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits; A Graphic Approach To Facies Interpretation*: Amsterdam, Elsevier, p.167.
- Boulton, G.S., 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: J.A. Dowdeswell & J.D. Scourse (ed.) *Glacial marine Environments: processes and sediments*. Geol. Society. p. 15-52.
- Brookfield, M.E., Martini, I.P. 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy in glacially influenced basins: basic problems and water-level=glacier input-point controls (with an example from the Quaternary of Ontario, Canada). *Sedimentary Geology*, 123, 183-197.
- Bull, S., Cartwright, J. A. and Huuse M., 2009. A Review of kinematic indicators from mass transport deposits using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology* 26 p. 1132-1151.
- Caetano-Chang, M.R., 1984. Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. São Paulo. 1V - Instituto de Geociências da USP IG-USP (Tese de Doutorado), 310 p.
- Campbell, C.V., 1967, Lamina, laminaset, bed, bedset: *Sedimentology*, v. 8, p. 7–26.

Canuto, J.R., 1985. Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé no sul do Estado do Paraná e norte de Santa Catarina. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências-USP.

Canuto, J.R., Santos, P.R. & Rocha-Campos, A.C., 2001. Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: p.107-116.

Carneiro, C. D. R., Costa, F. G. D., 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin sedimentar no Subgrupo Itararé. *Terrae Didática* 2(1): p. 34-43.

Castro, J.C., 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltáico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.

Daemon, R.F., França, A.B, 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: 1 Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Anais, Rio Claro ,p 36.

d'Avila, R. S. F. Análise de fácies e estratigrafia física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. 1999 Dissertação de Mestrado - Universidade federal do Rio Grande do Sul, UFRGS - Porto Alegre, UFRGS 350p.

d'Avila, R. S. F. & PAIM, P. S. G. . 2003 . Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. F. & NETTO, R. G. (Eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos*. p. 93-121. São Leopoldo, Unisinos.

d'Avila, R.S.F., 2009. Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e Cercanias, Santa Catarina, Brasil. Tese de Doutorado - Universidade do Vale do Rio dos Sinos –UNISINOS 192p.

Dykstra M., 2005. Dynamics of sediment mass-transport from shelf to the deep sea. PhD Thesis. Santa Barbara University of California 152p.

Dykstra, M., Kneller, B.C. & Milana, J.P., 2006. Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley-paleofjord—The Pennsylvanian (late Carboniferous) Jejenes Formation, San Juan, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 118; 913–937.

Dykstra, M., Kneller, B.C. & Milana, J.P., 2007. Quebrada de Las Lajas: A High Resolution Record of Deep Water Process in a Confined Paleovalley. In: *Altas of Deepwater Outcrops* (Eds. T. H. Nilsen, R.D. Shew, G.S. Steffens and J. R. J. Strudick), 56, pp. CD ROM, 19 p. AAPG Studies in Geology, Tulsa, OK.

Dykstra, M., Garyfalou, K., Kertznus, V., Kneller, B., Milana, J.P., Molinaro, M., Szuman, M. and Thompson, P., 2011. Mass-transport deposits: combining outcrop studies and seismic forward modeling to understand lithofacies distributions, deformation, and their seismic expression. In: *Mass-Transport Deposits* (Eds. C. Shipp, P. Weimer and H. Posamentier). SEPM, Tulsa, OK.

Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D., 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30, 393-410.

Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D., 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 51 15-84.

Eyles, N., Eyles, C.H. & França, A.B., 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: The Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40, 1-25.

Eyles, C. H., Eyles N., 2000. Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barbwire Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology* 47, p343-356.

Fairweather, L., 2013. On the support mechanisms of submarine Mass Transport Deposit surface topography and influence on submarine gravity currents. Unpublished PhD thesis, University of Aberdeen.

Farjallat, J. E. S., 1967. Diamictitos neopaleozóicos e sedimentos associados do sul do Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. 16. p32-48.

Fernández Seveso, F., and Tankard, A.J., 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications, in Tankard, A.J., Suarez, S., and Welsink, H.J., eds., *Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62*, 285–301.

França, A.B. & Potter, P.E., 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2, 147-191.

Frey Martinez, J., Cartwright, J., Hall, B., 2005. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. *Basin Research* 17, 83–108.

Frey Martinez, J., Cartwright, J., James, D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: a 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology* 23, 585–604.

Flint, R.F., Sanders J.E., and Rodgers J., 1960. Diamictite, a substitute term for symmictite *Geological Society of America Bulletin*. 71(12):1809–1810.

Gama Jr., E.G.; Perinotto, J.A.J.; Ribeiro, H.J.P.S.; Padula, E.K., 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Grupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, 22, 228-236.

Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L., Friedmann, J.S., 2005. Giant striations at the base of a submarine landslide. *Marine geology* 214, 287–294.

Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L. & Friedmann, S.J., 2006. Triggering and evolution of a Giant Submarine Landslide, Offshore Angola, revealed by 3D seismic stratigraphy and geomorphology. *J. of Sedimentary. Research*, 76, 9-19.

Gravenor, C.P. & Rocha-Campos, A.C., 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 43, n.1-2, p. 1-39.

Gordon Jr., M.J., 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, 38, 1-20.

Hampton, M.A., 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.

Holz, M., França, A. B., Souza, P. A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 381-399.

King, P.R., Ilg, B. R., Arnot, M., Browne, G. R., Strachan, L. J., Crundwell, M., Helle, K., 2011. Outcrop and Seismic examples of mass-transport deposits from a Late Miocene deep-water succession, Taranaki Basin, New Zealand. In: Shipp C., Weimer P. and Posamentier H. (Eds.), *Mass-Transport Deposits*, SEPM, Tulsa, OK.

Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm; physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction, In: Hartley, A. and Prosser, J.; eds., *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*: Geological Society of London, Special Publication 94, p. 31–49.

Kneller, B., Milana, J. P., Buckee C., Al Jaidi O., 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): The role of catastrophic sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, n. 3/4, p. 348-367.

Kuenen, PH. H. & Migliorini, C. I., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58, 91–127.

Leinz, V., 1937. Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil. *Boletim DNPM/DFPM*, 21, 1-47.

Limarino, C.O., Cesari, S.N., Net, L.I., Marensi, S.A., Gutierrez, R.P., & Tripaldi, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Rio Blanco Basins (Northwestern Argentina): Facies and Stratigraphic Significance: *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 445-460.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 205-226.

López-Gamundí, O.R., 1991. Thin-bedded diamictites in the glaciomarine Hoyada Verde Formation (Carboniferous), Calingasta-Uspallata Basin, western Argentina: a discussion on the emplacement conditions of subaqueous cohesive debris flows. *Sedimentary Geology*, 73, 247-256.

López-Gamundí, O.R., Limarino, C.O., and Cesari, S.N., 1992, Late Paleozoic paleoclimatology of Central-West Argentina: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, 305–329.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279–297.

Lucente, C.C., Pini, G.A., 2003. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science* v303, p565–602.

Lucente, C.C. and Taviani, M., 2005. Chemosynthetic communities as fingerprints of submarine sliding-linked hydrocarbon seepage, Miocene deep-sea strata of the Tuscan–Romagna Apennines, Italy: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 227, 176– 190.

Maack, R.A., 1936. Geologia e geografia da região de Vila Velha (Paraná) e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Arquivos do Museu Paranaense*, 5: p.1-305.

Martin, H., 1961. The directions of flow of the Itararé ice sheets in the Paraná Basin, Brazil. *Boletim Paranaense de Geografia*, 10/15: 25-77.

Martinsen, O.J., 1994. Mass movements. In: Maltman, A. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, pp. 127–165.

McGilvery, T.A., Haddad, G., and Cook, D.L., 2004, Seafloor and shallow subsurface examples of mass-transport complexes, offshore Brunei: *Offshore Technology Conference*, No. 16780, p. 1–13.

Meckel, T. 2010. Sand-Prone Submarine Mass-Transport Deposits: Reservoir Characteristics and Classification of an Underappreciated Deepwater Facies. *Houston Geological Society Bulletin*, v. 52, n. 5, p17-23

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. Pacific Section SEPM, Los Angeles, CA, pp. 1-38.

Milana, J-P, Kneller, B & Dykstra, M., 2010. Mass-Transport Deposits and Gravity Flows, Syn- To Post-Glacial Carboniferous Basins of Western Argentina. Field Guide, International Sedimentological Congress, Mendoza. International Association of Sedimentologists, 88pp.

Milani, E.J., França, A.B. & Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, 8: 69-82.

Milani, E.J. 1997. Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Porto Alegre. 255 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

Moscardelli L., Wood L., Mann P., 2006. Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90, 1059–1088.

Mulder, T., Alexander J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48:269-299.

Mutti, E., 1992. *Turbidite sandstones*. San Donato Milanese: AGIP- Istituto di Geologia, Università di Parma, p. 275.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Angella, S., Di Biasi, D., Fava, L., Mavilla, N., Cavanna, G., Cotti A. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins: *Marine and Petroleum Geology*. V.20 p.733-755.

Posamentier, H.W., Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 367–388.

Ramos, V.A., 1988. The tectonics of central Andes; 30°-33° S latitude, in Clark, S., and Burchfiel, D., eds., *Processes in continental lithosphere deformation*, Volume 218: GSA Special Paper, GSA, 31-54.

Rocha-Campos, A. C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Pinto, I.D. (Eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, p.27-102.

Salamuni, R.; Marques Filho, P.L.; Sobanski, A.C., 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e Mafra-SC. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15, 1-19.

Sanford, R.M., Lange, F.W. 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brasil. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 44, 8, 1316-1370.

Schermerhorn, L.J.G., 1966. Terminology of mixed coarse-fine sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 831-836.

Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A. & Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Poto Alegre, 1, 41-65.

Steel, R., Porebski, S., Plink-Björklund, P., Mellere, D., and Schellpepper, M., 2003. Shelf-Edge Delta Types and Their Sequence-Stratigraphic Relationships GCSSEPM Special Publication, CD, p. 205-230.

Strachan, I.J., 2006. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study From the fisherstreet slump of county clare, ireland. *Basin research* 18, 451–470.

Talling, P.J., Wynn, R.B., Rixon, R., and Schmidt, D., 2010, How did submarine flows transport boulder sized mud intraclasts to the fringes of the Mississippi Fan? *Journal of Sedimentary Research*, 2010, v. 80, 829–851.

Trein, E., 1967. Geologia da Folha de Contenda, PR. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, n.27, p.1-39.

Tommasi, E., 1973. Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná – Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. In: SBG, 27 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Aracaju, v.3, p. 259-277.

Visser, J.N.J., 1997. Deglaciation sequences in the Permo-carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology*, 44: p.507-522,

Vesely, F.F. and Assine, M.L., 2004. Sequencias e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 34, 219-230.

Vesely F.F., Assine M.L., Rostirolla S.P., 2005. Deformação penecontemporânea no Grupo Itararé, Bacia do Paraná: estilos estruturais, dinâmica sedimentar e implicações paleogeográficas. In: SIMPÓSIO Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, 2005. Anais... . Curitiba: SBG núcleo PR. (CD-ROM).

Vesely, F.F., 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), no centro-leste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

Vesely, F. F.; Assine, M. L., 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 22, n. 3-4, p. 156-168.

Vesely, F. F. 2007. Sistemas subaquosos alimentados por fluxos hiperpicnais glaciogênicos: modelo deposicional para o Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n.1, p. 7-25.

Vesely F.F., Rostirolla S.P., Appi C.J., Kraft R.P., 2007. Late Paleozoic glacially related sandstone reservoirs in the Paraná Basin, Brazil. *IAAPG Bulletin*, 91:151-160.

Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 62, p. 932–966

Walker, R.G. 1990. Facies modeling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 777-786.

Webb, B.C., Cooper, A.H., 1988. Slump folds and gravity slide structures in a Lower Palaeozoic marginal basin sequence (the Skiddaw Group), NW England. *Journal of Structural Geology* 10, 463–472.

Wilson, C.K., Long, D., Bulat, J., 2004. The morphology, setting and process of the Afen Slide. *Marine Geology* 213, 149–167.

Woodcock, N.H., 1979. The use of slump structures as palaeoslope orientation estimators. *Sedimentology*, 26, 83-99.

Zapata, T.R., and Allmendinger, R.W., 1996, Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: A thick-skinned triangle zone: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 80, p. 359–381.